Российская Академия Наук

ОПАСНЫЕ ПРИРОДНЫЕ И ТЕХНОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ГОРНЫХ РЕГИОНАХ: МОДЕЛИ, СИСТЕМЫ, ТЕХНОЛОГИИ

Коллективная монография

ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
Владикавказского научного центра
Российской академии наук

Russian Academy of Sciences

GEOPHYSICAL INSTITUTE
of Vladikavkaz Scientific Centre
of the Russian Academy of Sciences

DANGEROUS
NATURAL AND TECHNOGENIC PROCESSES
IN MOUNTAIN REGIONS:
Models, Systems, Technologies

Multi-authored monograph

Devoted to the 70th anniversary of
Professor

Vladislav Zaalishvili

Vladikavkaz

2019

ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
Владикавказского научного центра
Российской академии наук

ОПАСНЫЕ ПРИРОДНЫЕ И ТЕХНОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ГОРНЫХ РЕГИОНАХ:

модели, системы, технологии

Коллективная монография

Посвящена 70-летию
доктора физико-математических наук, профессора,
Заслуженного изобретателя Российской Федерации,
Почетного деятеля науки и техники Российской Федерации,
Заслуженного деятеля науки Республики Северная Осетия-Алания

Заалишвили Владислава Борисовича

Владикавказ

2019

УДК 551.2:551.3+552.3+550.34:551.21+551324+001.891.57+504+ 55(470.6)
ББК 26.3 (235.7) +26.2 (235.7) +20.1 (235.7)

Ответственные редакторы:
член-корр. РАН А.В. Николаев
д.ф.-м.н., проф. В.Б. Заалишвили

Опасные природные и техногенные процессы в горных регионах: модели, системы, технологии / Под ред. А.В. Николаева, В.Б. Заалишвили – Владикавказ: ГФИ ВНЦ РАН, 2019. – 806 с.

ISBN 978-5-904868-25-3

Авторский коллектив:

Николаев А.В., Заалишвили В.Б., Аббасова Г.Г., Авдалян А.Г., Агаева Л.А., Акимов В.А., Алборов И.Д., Алиев И.А., Аптикаев Ф.Ф., Аптикаева О.И., Арабидзе В.Г., Архиреева И.Г., Аскеров Р.О., Ашабоков Б.А., Багаева С.С., Багиров Э.М., Бадаев С.В., Баскаев А.Н., Беккиев М.Ю., Бекузарова С.А., Бергер М.Г., Бериев О.Г., Богатиков О.А., Богуш И.А., Бондаренко Н.А., Босиков И.И., Бурдзиева О.Г., Воейкова О.А., Волкова Т.А., Габараев А.Ф., Габараев О.З., Газеев В.М., Гайсумов М.Я., Галускин Е.В., Галускина И.О., Гараева Т.Д., Гасанов А.Б., Гаспарян Г.С., Геворгян А.А., Геккиева С.О., Геодакян Э.Г., Гиоргобиани Т.В., Гогичев Р.Р., Гогмачадзе С.А., Голик В.И., Гордеев В.Ф., Горожанцев С.В., Гурбанов А.Г., Гурбанова О.А., Гусейнов А.А., Гучаева З.Х., Даукаев А.А., Джгамадзе А.К., Джусоева Н.Г., Дзебоев Б.А., Дзеранов Б.В., Дзобелова Л.В., Дзугкоев А.Р., Дмитрак Ю.В., Докукин М.Д., Докучаев А.Я., Донцова Г.Ю., Донцова О.Л., Етирмишли Г.Д., Забирченко Д.Н., Задериголова М.М., Закс Т.В., Зуб О.Н., Ибрагимова У.С., Иванусь И.В., Исаева М.И., Исаева Н.А., Исаков С.И., Исламова Ш.К., Исмаилова А.Т., Исмаилова С.С., Ицков И.Е., Казымова С.Э., Казарян К.С., Казарян М.Л., Калов Р.Х., Кануков А.С., Карапетян Дж.К., Керимов А.М., Керимов И.А., Кешева Л.А., Клюев Р.В., Ковалев Е.А., Козырев Е.Н., Корбесова К.В., Коробова И.В., Корчагина Е.А., Крутиков В.А., Куропаткина Т.Н., Кюль Е.В., Кязимов Р.Р., Лебедев В.А., Лексин А.Б., Лутиков А.И., Любимова Т.В., Любченко И.Ю., Мавлянова Н.Г., Магкоев Т.Т., Магомедов А.Г., Магомедов Р.А., Майсурадзе М.В., Макарова Н.В., Макеев В.М., Макиев В.Д., Малышков С.Ю., Мамаев А.С., Мамаев С.А., Мамедова Д.Н., Маммадли Т.Я., Маммаев О.А., Матишов Г.Г., Мельков Д.А., Милюков В.К., Минасян Р.С., Мироняк С.Г., Мкртчян М.А., Морозов Ф.С., Музаев И.Д., Музаев Н.И., Мусаев В.К., Муталлимова О.М., Мясников А.В., Назарова М.А., Нариманов Р.Н., Несмеянов С.А., Новрузов З.А., Носов В.В., Овсюченко А.Н., Оганесян А.О., Оганесян С.М., Оганнисян А.Л., Панина А.А., Панина О.В., Парада С.Г., Парфенов А.В., Персаева З.В., Разоренов Ю.И., Рихтер А.А., Рогожин Е.А., Рыбин И.В., Рябов Г.В., Саакян Б.В., Саверняк Е.А., Савхалова С.Ч., Садыхова Т.Н., Саргсян Р.С., Сафаров И.Б., Саяпина А.А., Свалова В.Б., Симакин А.Г., Созанов В.Г., Стогний В.В., Стогний Г.А., Суханова Т.В., Сысолин А.И., Таймазов Д.Г., Ташилова А.А., Тедеева Ф.Г., Тезиев Т.М., Теунова Н.В., Трофименко С.Н., Туаев Г.Э., Фидарова (Читишвили) М.И., Харебов К.С., Ходжаев А., Хондкарян В.С., Черкашин В.И., Чернов А.Ю., Чернов Ю.К., Черноморец С.С., Чотчаев Х.О., Шамановская С.П., Шаповалов А.В., Шаповалов В.А., Шахраманьян М.А., Шемпелев А.Г., Шепелев В.Д., Шериева М.А., Эзирбаев Т.Б., Юсупов А.Р., Aptikaev F., Edison T., Erteleva O., Ganapathy G.P., Gyodakyan E.G., Joshi A., Kumar A., Mkrtchyan M.A., Rekvava P., Sahakyan B.V., Sinvhal A., Svalova V.B.

Материалы публикуются в авторской редакции.

В монографии представлены труды VII Международной конференции «Опасные природные и техногенные процессы в горных регионах: модели, системы, технологии», 30 сентября – 02 октября 2019 г., г.Владикавказ. Книга представляет интерес для ученых, специалистов, аспирантов и студентов, работающих в области геологии, геофизики, географии, гляциологии, геоэкологии.

Dangerous Natural and Technogenic Processes in Mountain Regions: Models, Systems, Technologies */ Ed. by Nikolaev A., Zaalishvili V. – Vladikavkaz: GPI VSC RAS, 2019. – 806 p.*

Monograph contains the Proceedings of the VII International Conference «Dangerous Natural and Technogenic Processes in Mountain Regions: Models, Systems, Technologies», September 30 – October 02, 2019, Vladikavkaz. The book is interesting for scientists, experts, post graduate students and students working in the field of geology, geophysics, glaciology, etc.

ISBN 978-5-904868-25-3

© Коллектив авторов, 2019
© ГФИ ВНЦ РАН, 2019
© Николаев А.В., Заалишвили В.Б. (ред.), 2019

Фото на обложке – "Ущелье Зруг" (К.С. Харебов)

ОРГКОМИТЕТ КОНФЕРЕНЦИИ

Заалишвили В.Б. (председатель оргкомитета), д.ф.-м.н., проф.
Бурдзиева О.Г. (зам. председателя), к.г.н.
Мельков Д.А. (зам. председателя), к.т.н.
Бурдзиев Г.Ю. (зам. председателя)
Гиоргобиани Т.В. к.г.-м.н. (Тбилиси, Грузия),
Рыбаков Ю.Л., Ph.D., проф. (Ариэль, Израиль),
Дзеранов Б.В., к.г.-м.н.
Туриев А.М.,
Шепелева М.Н.

НАУЧНЫЙ КОМИТЕТ

Глико Александр Олегович, академик РАН – председатель (Москва, Россия),
Заалишвили Владислав Борисович, д.ф.-м.н., проф. – сопредседатель (Владикавказ, Россия),
Кусраев Анатолий Георгиевич, д.ф.-м.н., проф. – сопредседатель (Владикавказ, Россия),
Гвишиани Алексей Джерменович, академик РАН – сопредседатель (Москва, Россия),
Залиханов Михаил Чоккаевич, академик РАН – сопредседатель (Нальчик, Россия),
Матишов Геннадий Григорьевич академик РАН– сопредседатель (Ростов-на-Дону, Россия),
Челидзе Тамаз Лукич, академик АН Грузии – сопредседатель (Тбилиси, Грузия),
Етирмишли Гурбан Джалал оглы, член-корр. НАНА – сопредседатель (Баку, Азербайджан),
Кендзера Александр Владимирович, член-корр. НАНУ – сопредседатель (Киев, Украина),
Муртазаев Акай Курбанович, член-корр. РАН – сопредседатель (Махачкала, Россия)
Николаев Алексей Всеволодович, член-корр. РАН – сопредседатель (Москва, Россия),
Оганесян Севада Мкртичевич, член-корр. НАН РА – сопредседатель (Гюмри, Армения),
Соловьев Анатолий Александрович, член-корр. РАН – сопредседатель (Москва, Россия),
Тихоцкий Сергей Андреевич, член-корр. РАН, – сопредседатель (Москва, Россия),
Beresnev Igor Aleksandr Ph.D., проф. (Айова, США),
Ganapathy Pattukandan, Ph.D., проф. (Тамил, Индия),
Гиоргобиани Тамаз, к.г.-м.н. (Тбилиси, Грузия),
Карапетян Джон Костикович, к.г.-м.н. (Гюмри, Армения),
Рыбаков Юрий Леонидович, Ph.D., проф. (Ариэль, Израиль),
Батаев Дена Карим-Султанович, д.т.н., проф. (Грозный, Россия),
Беккиев Мухтар Юсубович, д.т.н., проф. (Нальчик, Россия),
Дмитрак Юрий Витальевич, д.т.н., проф. (Владикавказ, Россия),
Огоев Алан Урузмагович, д.э.н., проф. (Владикавказ, Россия),
Минцаев Магомед Шавалович, д.т.н. проф. (Грозный, Россия),
Керимов Ибрагим Ахмедович, д.ф.-м.н., проф. – сопредседатель (Грозный, Россия),
Горожанцев Сергей Владимирович, к.т.н. (Владикавказ, Россия)
Мамаев Сурхай Ахмедович, к.т.н., проф. (Махачкала, Россия),
Шебалин Петр Николаевич, д.ф.-м.н., проф. (Москва, Россия).
Акбиев Рустам Тоганович, к.т.н. (Москва, Россия).
Рогожин Евгений Александрович, д.г.-м.н., проф. (Москва, Россия).
Алборов Иван Давыдович, д.т.н., проф. (Владикавказ, Россия),
Гурбанов Анатолий Георгиевич, к.г.-м.н. (Москва, Россия),
Дзебоев Борис Аркадьевич, к.ф.-м.н., (Москва, Владикавказ, Россия),
Мажиев Хасан Нажоевич, д.т.н., проф. (Грозный, Россия),
Милюков Вадим Константинович, д.ф.-м.н., проф. (Москва, Россия),
Назаров Юрий Павлович, д.т.н., проф., (Москва, Россия),
Парада Сергей Григорьевич, д.г.-м.н., проф. (Ростов-на-Дону, Россия),
Черкашин Василий Иванович, д.г.-м.н., проф. (Махачкала, Россия),
Чернов Юрий Константинович, д.ф.-м.н., проф. (Ставрополь, Россия).

CONFERENCE ORGANIZING COMMITTEE

Zaalishvili V.B. (chairman), Dr. Phys.-Math. Sci., Professor
Burdzieva O.G. (vice-chairman), Sc. Candidate (Geog.)
Melkov D.A. (vice-chairman), Sc. Candidate (Tech.)
Burdziev G.Yu. (vice-chairman)
Giorgobiani T.V. Sc. Candidate (Geol.-Min.), (Tbilisi,Georgia),
Rybakov Yu.L., Professor. (Ariel, Israel),
Dzeranov B.V., Sc. Candidate (Geol.-Min.)
Shepeleva M.N.

SCIENTIFIC COMMITTEE

Gliko A.O., academician of RAS – chairman (Moscow, Russia),
Zaalishvili V.B., Dr. Phys.-Math. Sci., Professor – co-chairman (Vladikavkaz, Russia),
Kusraev A.G., Dr. Phys.-Math. Sci., Professor – co-chairman (Vladikavkaz, Russia),
Gvishiani A.D., academician of RAS – co-chairman (Moscow, Russia),
Zalikhanov M.Ch., academician of RAS – co-chairman (Nalchik, Russia),
Matishov G.G., academician of RAS – co-chairman (Rostov-on-Don, Russia),
Chelidze T.L., academician of GNAS – co-chairman (Tbilisi, Georgia),
Yetirmishli G.D., corresponding member of ANAS – co-chairman (Baku, Azerbaijan),
Kendzera A.V., corresponding member of NASU – co-chairman (Kiev, Ukraine),
Murtazaev A.K., corresponding member of RAS – co-chairman (Makhachkala, Russia),
Nikolaev A.V., corresponding member of RAS – co-chairman (Moscow, Russia),
Oganesyan S.M., corresponding member of NAS RA – co-chairman (Gyumri, Armenia),
Soloviev A.A., corresponding member of RAS – co-chairman (Moscow, Russia),
Tikhotsky S.A., corresponding member of RAS – co-chairman (Moscow, Russia),
Beresnev I.A., Ph.D., Professor (Iowa, USA),
Ganapathy Pattukandan, Ph.D., Professor (Tamil, India),
Giorgobiani T.V., Sc. Candidate (Geol.-Min.) (Tbilisi, Georgia),
Karapetyan J.K., Sc. Candidate (Geol.-Min.) (Gyumri, Armenia),
Rybakov Yu.L., Ph.D., Professor (Ariel, Israel),
Bataev D.K.-S., Dr. Tech. Sci., Professor (Grozny, Russia),
Bekkiev M.Yu., Dr. Tech. Sci., Professor (Nalchik, Russia),
Dmitrak Yu.V., Dr. Tech. Sci., Professor (Vladikavkaz, Russia),
Ogoev A.U., Dr. Econ. Sci., Professor (Vladikavkaz, Russia),
Mintsaev M.Sh., Dr. Tech. Sci., Professor (Grozny, Russia),
Kerimov I.A., Dr. Phys.-Math. Sci., Professor – co-chairman (Grozny, Russia),
Gorozhantsev S.V., Sc. Candidate (Tech.) (Vladikavkaz, Russia),
Mamaev S.A., Sc. Candidate (Tech.), Professor (Makhachkala, Russia),
Shebalin P.N., Dr. Phys.-Math. Sci., Professor (Moscow, Russia),
Akbiev R.T., Sc. Candidate (Tech.) (Moscow, Russia),
Rogozhin E.A., Dr. Geol.-Min. Sci., Professor (Moscow, Russia),
Alborov I.D., Dr. Tech. Sci., Professor (Vladikavkaz, Russia),
Gurbanov A.G., Sc. Candidate (Geol.-Min.) (Moscow, Russia),
Dzeboev B.A., Sc. Candidate (Phys.-Math.) (Moscow, Vladikavkaz, Russia),
Mazhiev Kh.N., Dr. Tech. Sci., Professor (Grozny, Russia),
Milyukov V.K., Dr. Phys.-Math. Sci., Professor (Moscow, Russia),
Nazarov Yu.P., Dr. Tech. Sci., Professor (Moscow, Russia),
Parada S.G., Dr. Geol.-Min. Sci., Professor (Rostov-on-Don, Russia),
Cherkashin V.I., Dr. Geol.-Min. Sci., Professor (Makhachkala, Russia),
Chernov Yu.K., Dr. Phys.-Math. Sci., Professor (Stavropol, Russia).

ПРЕДИСЛОВИЕ

В основе настоящего издания лежат материалы VII Международной конференции «ОПАСНЫЕ ПРИРОДНЫЕ И ТЕХНОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ГОРНЫХ РЕГИОНАХ: модели, системы, технологии», проходившей с 30 сентября по 2 октября 2019 г. в столице Республики Северная Осетия-Алания – г. Владикавказе, и посвященной 70-летию со дня рождения и 50-летию научной деятельности профессора В.Б. Заалишвили, директора Геофизического института Владикавказского научного центра Российской академии наук.

В работе Конференции приняло очное участие более 100 человек. В состав научного комитета вошли ученые и специалисты из Азербайджана, Армении, Грузии, Индии, Израиля, США и России.

Организаторами конференции выступили Владикавказский научный центр Российской академии наук, Южный научный центр Российской академии наук, Дагестанский научный центр Российской академии наук, Кабардино-Балкарский научный центр Российской академии наук, Комплексный научно-исследовательский институт Российской академии наук, Геофизический институт – филиал Владикавказского научного центра Российской академии наук, Северо-Осетинский государственный университет им. К.Л. Хетагурова, Северо-Кавказский горно-металлургический институт (ГТУ), Грозненский государственный нефтяной технический университет имени академика М.Д. Миллионщикова, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Институт геологии Дагестанского научного центра Российской академии наук, Государственный астрономический институт им. П.К. Штернберга Московского государственного университета, Высокогорный геофизический институт Росгидромет, ЦНИИП Минстроя России, Академия наук Чеченской республики, Евразийская СЕЙСМО Ассоциация, АГН, ГАГ, ЕАЕН, МАНЭБ, РАЕН.

С приветственным словом к участникам Международной конференции выступили научный руководитель Владикавказского научного центра РАН д.ф.-м.н., проф. А.Г. Кусраев, заместитель министра образования и науки РСО-Алания А.Ю.Аликов, проректор по научной деятельности СОГУ им. К.Л. Хетагурова, д.и.н., проф. Б.А. Туаева, директор Геофизического центра РАН, член-корр. РАН, проф. А.А. Соловьев, директор Института геофизики и инженерной сейсмологии имени А. Назарова НАН РА, к.г.н. Дж.К. Карапетян, советник директора член-корр. НА РА С.М.Оганесян, директор Комплексного научно-исследовательского института РАН, д.т.н., проф. Д.К.-С. Батаев. вице-президент академии наук Чеченской республики, д.ф.-м.н., проф. И.А. Керимов, директор Высокогорного геофизического института Росгидромет М.Ю., д.т.н. Беккиев, заведующий отделом гравитационных измерений ГАИШ им. П.К. Штернберга МГУ, д.ф.-м.н., В.К. Милюков, директор Института геологии ДНЦ РАН, к.т.н. С.А. Мамаев, председатель Северо-Осетинского Рескома Профсоюза образования Т.Т. Тезиев.

С пленарными докладами, посвященными основной тематике конференции выступили Соловьев А.А. «Успехи организации геомагнитного мониторинга в России и ближнем зарубежье», Оганесян С.М. «О сложной природе деформаций в зоне коллизии подготовки тектонического землетрясения», Карапетян Дж.К. «Современное сейсмологическое приборостроение. Достижения и проблемы», Заалишвили В.Б. «Мониторинг опасных природно-техногенных процессов на Северном Кавказе и пути его развития», Керимов И.А. «Техногенная сейсмичность на нефтяных месторождениях Восточного Предкавказья», Акбиев Р.Т. «Единая информационная система в сфере сейсмической безопасности и защиты от стихийных бедствий (SEISMO-SAFETY.INFO)» и др.

Научная программа Международной конференции включала следующие направления:

1. Современная геодинамика и глубинное строение Кавказа

2. Альпийские магматические комплексы Кавказа: петролого-геохимические, металлогенические особенности и геодинамические реконструкции

3. Сейсмическая опасность и риск. Палеосейсмодислокации.

4. Математическое моделирование опасных природно-техногенных процессов. Карты сейсмического риска территории. ГИС-технологии.

5. Организация комплексного мониторинга вулканической, сейсмической, гляциологической опасности.

6. Экзогенные процессы. Экологические проблемы горных территорий.

В работе конференции представлены результаты последних геолого-геофизических исследований, выполненных ведущими учеными России и зарубежья.

Первая подобная конференция в г. Владикавказе в связи с настоятельной необходимостью обмена результатами научных исследований, проводимых различными учеными и, приуроченная к 5-летию трагического схода ледника Колка, была проведена нами в 2007 году и далее проходила регулярно раз в два года вплоть до 2014 г.

22-24 сентября 2014 г. прошла Международная научно-практическая конференция «Опасные природные и техногенные геологические процессы на горных и предгорных территориях Северного Кавказа», организованная Геофизическим институтом ВНЦ РАН.

1-3 октября 2014 г. Геофизический институт принял участие в организации Всероссийской конференции «Геодинамика, вулканизм, сейсмичность и экзогенные процессы природного и техногенного характера».

Источники природных и техногенных опасностей, находясь в активном взаимодействии, нередко, расположены на территории различных государств, и, в особенности, на Кавказе, с одной из самых высоких плотностей населения. За прошедший с 2014 г. период, здесь активизировались опасные геологические процессы (в частности 17 мая 2014 года произошел трагический обвал массы горных пород в районе Девдоракского ледника), получены новые результаты. Это определило необходимость в возобновлении работы подобной специализированной профессиональной научной площадки, объединяющей усилия властных структур, ученых и специалистов, необходимых для решения проблемы управления уровнем природно-техногенных рисков. Это определило необходимость регулярности таких встреч.

В 2017 г. прошла Международная научно-практическая конференция «Геолого-геофизические исследования глубинного строения Кавказа: Геология и геофизика Кавказа: совре-

менные вызовы и методы исследований», посвященная 20-летию создания Геофизического института ВНЦ РАН. Ее влияние на установление новых контактов и активизацию взаимодействия трудно переоценить.

20 сентября 2019 г. исполнилось 17 лет со дня трагического схода ледника Колка в Кармадонском ущелье в 2002 г. Лучшим почтением памяти жертв, обусловленных подобными опасными природно-техногенными процессами, является реализация ряда совершенно необходимых эффективных научно-практических мероприятий, исключающих в будущем повторение тяжелых последствий.

Проведение настоящей конференции являлось, без всякого сомнения, одним из таких мероприятий, позволяющих продолжить прямой активный диалог ученых и специалистов. Системный совместный подход ученых к решению указанных проблем – характерная особенность подобных мероприятий.

В рамках проведения международной конференции ее участники посетили городок мертвых в с. Даргавс, Кармадонское ущелье, Аланский мужской монастырь в п. Верхний Фиагдон, Куртатинское и Кобанское ущелья.

Конференция была организована по предложению научного руководителя Владикавказского научного центра Российской академии наук д.ф.- м.н., проф. А.Г. Кусраева и при поддержке Врио директора Владикавказского научного центра Российской академии наук А.Л. Чибирова.

В проведении конференции большую помощь оказал ректор Северо-Осетинского государственного университета им. К.Л. Хетагурова СОГУ д.э.н., проф. А.У. Огоев, которому организаторы конференции выражают свою искреннюю признательность.

Наконец, самую большую и, несомненно, вполне заслуженную благодарность организаторы конференции выражают всем участникам конференции. Именно, благодаря докладам участников от молодых до заслуженных, маститых ученых и их творческим усилиям, рабочая атмосфера конференции приняла тот непостижимый оттенок выдержанной научности и дружбы, который очень трудно, даже невозможно искусственно создать, но легко реализовать при искренних и душевных отношениях участников.

В заключение необходимо выразить большую благодарность от всех организаторов и участников конференции Министерству науки и высшего образования Российской Федерации, которое поддержало проведение Конференции.

К 70-летию Владислава Заалишвили

Очень редко выдается возможность писать о своем ученике, который продолжает активно работать. И такая возможность, благодаря провидению, сейчас появилась в связи с 70-летним юбилеем этого самого ученика. Откровенно говоря, не веришь, что ему уже столько и понимаешь, что и ты не стал моложе.

В уже далеком июне 1982 г. зазвонил телефон. На линии был сотрудник отдела инженерной сейсмологии и теории сейсмостойкости Института строительной механики и сейсмостойкости АН ГССР. Незнакомец представился и передал привет от моего однокашника по МГУ Тамаза Челидзе. И затем обратился с просьбой побеседовать по моей книге «Сейсмические свойства грунтов», вышедшей лет за 15 до этого. Чуть поколебавшись, я выразил согласие, хотя не очень понял суть дела. А через месяц в Институте физики Земли появился симпатичный молодой человек с просьбой об аудиенции. Я пригласил его, мы переговорили. Он показал результаты своих полевых исследований с использованием мощного импульсного источника СИ-32. Я позвал моего бывшего студента Сашу Алешина, чтобы он побеседовал с гостем. В этот период мы с сотрудниками нашего отдела много экспериментировали с мощными вибрационными и импульсными источниками при решении целого ряда проблем геофизики. Именно в необходимости детального изучения сейсмических характеристик грунтов в естественном залегании и была суть проблемы. На тот момент сама идея использования мощных невзрывных источников, очевидно, активно «витала в воздухе».

И вот Саша беседует с гостем, по своей манере «прессует» собеседника, я невольно прислушиваюсь к разговору. Беседа идет все громче, оба уже размахивают руками. Я вмешиваюсь. Прошу Сашу выразить свое мнение. Он, чуть задумавшись, сразу выпаливает: «Знает, что делает и результаты вполне хорошие». Спрашиваю гостя, откуда он. Владик Заалишвили говорит по-русски совершенно чисто, на традиционного грузина похож мало, наверное, благодаря русской бабушке. Через пару дней был семинар, на котором он хорошо выступил. Наши коллеги дали ему много советов по дальнейшим исследованиям. По обыкновению, позже мы побеседовали о моем видении работы. И распрощались.

В тот же день вечером он звонит мне и спрашивает от имени своего научного руководителя, член-корр. АН Грузии Шио Германовича Напетваридзе, согласен ли я быть оппонентом его кандидатской работы. Я ответил, что, несмотря на то, что работы, как таковой, вообще нет в природе, я готов оппонировать.

Прошло почти три года. В феврале 1986 г. я снова беседую с Владиком, который привез свою кандидатскую диссертацию, весьма сильную работу, в которой во многом видны очертания докторской. Преобразовать ее в докторскую работу можно было в месяцы. К сожалению, его руководитель мою идею не поддержал. Защита в институте геофизики АН Грузии прошла в июле 1986 г. очень хорошо. Я присутствовать на защите не смог, т. к. облучился на Чернобыльской АЭС, где проводил геофизические измерения.

Следующий этап, уже нашей совместной работы – поступление в докторантуру Института физики Земли РАН, изучение нелинейных свойств грунтов и происходящих в них многих удивительных эффектов. Докторскую свою В. Б. Заалишвили успешно защитил в тя-

желейшее время развала науки в России. Это было через 10 лет в МГУ на физфаке в 1996 г. Я был его научным консультантом, и в этот раз я был на защите, все прошло успешно.

Владислав Борисович всегда шел своим путем. И результаты исследований в его интерпретации часто озадачивали, несмотря на то, что и мы сами большую часть пути шли также непроторенными путями. Время от времени мы находили точки соприкосновения и публиковали общие работы.

Теперь немного о науке, об основных результатах нашей уже во многом общей работы за эти почти 30 лет.

Сейсмическое микрорайонирование, в создании которого активно участвовали ученые различных стран, наибольшее развитие получило в работах советских и японских ученых. Именно в этих странах в пятидесятые годы прошлого столетия были разработаны ОСНОВНЫЕ методы и способы сейсмического микрорайонирования, которые в настоящее время широко используются в практических работах. В то же время существующие методы и способы сейсмического микрорайонирования, во многом, устарели, не отвечают современным представлениям и нуждаются в существенном развитии.

Работы В. Б. Заалишвили представляют результаты исследований в области анализа существующих и разработки НОВЫХ способов оценки сейсмической опасности грунтов, развития физических основ сейсмического микрорайонирования. В частности, это – вопросы адекватного учета нелинейных явлений при оценке сейсмической опасности, отчетливо наблюдающихся при интенсивных воздействиях. Коренное преобразование основных научных принципов оценки сейсмической опасности грунтов представляет еще много нерешенных проблем. Потребности практики диктуют необходимость популяризации новых разработок, и их глубокого осмысления.

Еще в своей кандидатской диссертации он писал, что вид и мощность грунтов, слагающих толщу, в основном, определяют спектральные особенности колебаний, возбуждаемых импульсными и вибрационными источниками. Им разработана и практически реализована методика расчета приращения балльности типичных участков районируемой территории с применением мощных невзрывных источников; при этом в качестве одного из параметров грунта используется средневзвешенное значение периодов колебаний, понятие, которое им было введено впервые.

В заключение работы он показал, что исследования колебаний грунтов с помощью мощных невзрывных источников необходимо продолжить с целью установления дополнительных показателей сейсмических свойств грунтов. Это, например, определение коэффициентов поглощения сейсмических волн в различных видах грунтов, влияния степени увлажнения на прочностные свойства грунтов и др. Это даст возможность дальнейшего повышения обоснованности прогнозируемого поведения грунтов при сильных и разрушительных землетрясениях.

Исследования нелинейных явлений в грунтах, начатые в России более 50 лет назад, явились своеобразным стимулом современного развития исследований сейсмоаномальных явлений в комплексе геофизических показателей, наблюдающихся при сильных и разрушительных землетрясениях.

Большой интерес вызывает вопрос прогнозирования поведения грунтов и сооружений с точки зрения адекватности реальному проявлению сейсмического воздействия.

Исследования В. Б. Заалишвили представляют собой разработку основных научных принципов для оценок нелинейности различных литологического состава и физического состояния грунтов для целей сейсмического микрорайонирования. В работе использованы экспериментальный и теоретический методы исследований, которые были необходимы для обоснованной разработки физических ОСНОВ соответствующих способов инструментального метода сейсмического микрорайонирования (СМР).

Обоснованность оценки влияния грунтовых условий на реакцию зданий и сооружений, подвергшихся интенсивному сейсмическому воздействию, представляет важнейшую проблему СМР. В то же время, данные инженерного макросейсмического обследования территорий, находящихся в эпицентральной зоне сильных и разрушительных землетрясений, показывают, что проявления интенсивности зачастую не соответствуют результатам, полученным различными методами СМР. Во многом это объясняется неучетом нелинейных явлений, возникающих в грунтах при сильных землетрясениях. Поэтому сейсмическое микрорайонирование не может оставаться на «линейных» позициях, хотя справедливости ради, отметим, что эмпирические способы сейсмического микрорайонирования предполагают (или должны предполагать) учет нелинейных свойств грунтов, это заложено в самой сущности СМР.

В связи с редкостью сильных землетрясений из инструментальных способов СМР наиболее обосновано применение способа взрывов. Исследования по разработке метода сейсмического микрорайонирования, основанного на создании интенсивных сейсмических колебаний с помощью невзрывных импульсных и вибрационных источников, позволили выявить простые и эффективные показатели нелинейности грунтов, разработать приемы их оценки на основе изучения существующих записей сильных и разрушительных землетрясений. Для решения указанных задач были исследованы механизмы проявления нелинейных явлений, их связь с особенностями волнового поля, создаваемого различными источниками на поверхности грунтовой толщи, и установлены корреляционные связи между интенсивностью макросейсмического эффекта и нелинейностью грунтов, наблюдаемой при работе с невзрывными источниками.

Таким образом, была разработана и практически реализована методика оценки приращения балльности грунтов типичных участков на районируемой территории с учетом нелинейных свойств грунтов. На основе разработки нового подхода были впервые получены и апробированы инструментальные способы сейсмического микрорайонирования, позволяющие оценивать и учитывать в расчетах балльности степень нелинейности и неупругости грунтов, слагающих районируемую территорию, введены показатели собственно поглощения и нелинейности грунтов, основанные на использовании связей спектральных характеристик волнового поля с особенностями грунтовых условий территории, получены эмпирические формулы, связывающие площади нормализованного и реального спектров с параметрами сейсмического воздействия (магнитуда, ускорение, эпицентральное расстояние, длительность и средневзвешенная частота колебаний грунта).

Разработанные способы обладают лучшей точностью определения приращений балльности, чем традиционно применяемые способы, особенно на дисперсных (рыхлых) грунтах, легко подверженных внешним воздействиям. Практика показала, что предложенный

подход, являясь, по существу, универсальным может быть использован практически в любых условиях – в городах, вблизи и на территории.

Основные принципы нового научного подхода оценки сейсмической опасности грунтов в виде использования современных невзрывных источников большой мощности и новых показателей движения стали основой для реализации в практике работ по СМР территорий целого ряда городов Грузии и России: Тбилиси, Рустави, Гори, Ткибули, Кутаиси, отдельных участков Б.Сочи. Кроме того, новые способы использовались при СМР территорий действующей и проектируемой площадок Нововоронежской АЭС.

Результаты использования все совершенствующегося подхода показывают высокую эффективность и практическую целесообразность применения современных невзрывных источников при СМР, позволяющих на основе учета нелинейных свойств грунтов значительно повысить эффективность микрорайонирования.

В основе исследования лежат результаты, полученные В. Б. Заалишвили совместно с грузинскими коллегами в процессе сейсмического микрорайонирования территорий городов: Тбилиси, Кутаиси, Гагра, Поти, Батуми, Рустави, Гали, Гори, Ткварчели, Ткибули, Боржоми, Ахалцихе, участков трассы Кавказской Перевальной железной дороги, отдельных участков территории Б. Сочи, а также крупных строительных площадок под особо ответственные объекты.

В ходе научных исследований им был проведен анализ данных Спитакского (Армения, 1988 г.) и Рачинского землетрясений (Грузия, 1991 г.), Группы SMART-1 (о. Тайвань, 1981-1987 гг.), землетрясения в Черногории (б. Югославия, 1979 г.), землетрясения в Сан Фернандо (США, 1971 г.) и т. д.

В результате проведенной работы В. Б. Заалишвили создал основы нового направления в инженерной сейсмологии – количественный прогноз сейсмической опасности на основе учета нелинейных свойств грунтов с помощью современных невзрывных источников большой мощности, а также комплексного изучения параметров ожидаемого воздействия и особенностей динамических свойств грунтов при землетрясениях различной интенсивности.

Особое место в инженерной сейсмологии должно быть уделено решению практических задач взаимодействия системы «грунт-сооружение». В последующем необходимо развивать способы интегральной оценки поведения конкретных типов зданий на исследуемых строительных площадках с целью наиболее полного приближения к реальным условиям. Это предполагает широкое использование баз данных сильных движений из мировых Центров, в том числе и российских. Особое внимание в дальнейших исследованиях должно быть уделено широкому внедрению самых современных методов обработки исходного материала.

Задача сейсмического микрорайонирования и в дальнейшем должна, очевидно, решаться в условиях линейно-нелинейного и упруго-неупругого деформирования реальных грунтов на основе прогнозирования их поведения при изменяющейся интенсивности воздействия. Во всяком случае, начало этому, весьма сложному подходу положено фундаментальными исследованиями В. Б. Заалишвили. Необходимо продолжить изучение всего опыта, полученного многолетними экспериментальными исследованиями, это послужит целям дальнейшего развития физических основ метода.

Следует особо отметить научно-организационную деятельность В. Б. Заалишвили в России после 2000 г. Возглавив единственный академический институт геофизического направления на Юге России, он резко расширяет диапазон исследований: проводит детальное сейсмическое районирование территории Северной Осетии, впервые создает вероятностные карты сейсмического микрорайонирования. Начало его работы на Северном Кавказе совпало с трагическим сходом ледника Колка 20 сентября 2002 г. и он впервые интерпретировал его уникальные записи.

Он активно работает с МЧС в новой для него области предупреждения чрезвычайных ситуаций. Совместно с коллегами из ИФЗ РАН организует актуальные глубинные исследования, создал и развивает инструментальную сеть наблюдений за опасными природно-техногенными процессами «Кармадонский параметрический полигон», опираясь на идеологию «горного» мониторинга, вплоть до организации станции на высоте 3000 м над уровнем моря. Именно эта станция в 2014 г. успешно записала сход селя в районе ледника Девдорак в Грузии. Это позволило наряду с базой данных сильных движений создать базу данных инструментальных записей природно-техногенных процессов различной природы.

Весьма актуальными для горнодобывающего региона являются вопросы экологии, утилизации отходов горного производства, а также проблема добычи геотермальных вод, исследуемая совместно с коллегами из ИФЗ РАН.

Как видим, современные науки о Земле характеризуются «размыванием» границ между отдельными дисциплинами. Еще недавно трудно было представить геофизика, работающего в обширной области от проблем разрушения среды до ее загрязнения, а сегодня такие задачи естественны для современного ученого, честно работающего в науках о Земле.

Я всегда говорил своим ученикам, коллегам, что люблю «подарки». Для меня лучшие подарки – это их научный успех, статья, монография. Владислав Борисович балует меня и своими успехами и "подарками". Теперь и его радуют успехами его ученики и коллеги, с которыми он щедро делится своими мыслями, идеями.

Сегодня Владислав Борисович – выдающийся ученый, создатель нового научного направления – оценки сейсмической опасности территории на основе учета нелинейных свойств горных пород. Он автор и соавтор 825 публикаций, в том числе, 22 монографий, 8 учебно-методических пособий, 64 патентов на изобретения, 11 компьютерных программ, 14 баз данных в области геофизики, геологии, экологии и горного дела.

Новое научное направление – оценка сейсмической опасности территории на основе учета нелинейных свойств горных пород, органично легло в основу ряда современных методов инженерной сейсмологии и их дальнейшего развития.

Владиславу Борисовичу Заалишвили исполнилось 70 лет. Он активно работает в разных областях наук о Земле, создал свою школу инженерной сейсмологии, полон энергии, творческого огня, новых планов. Я по праву горжусь своим замечательным учеником!

Пусть настоящая монография, написанная его коллегами, друзьями и учениками, станет ему и нам подарком, и, в некотором смысле, предварительной оценкой еще не пройденного им до конца его в целом успешного жизненного пути и мотивацией новых творческих свершений!

А.В. Николаев, член-корр. РАН
Москва, 23 сентября 2019 г

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КАВКАЗА

УДК 551.4;479,242

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АБШЕРОНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Гараева Т.Д., Исаева М.И., Новрузов З.А.

ИГГ НАНА, Баку, Азербайджан

Инверсии геомагнитного поля Земли происходят синхронно во всех точках земной поверхности и, будучи привязанными к определенным стратиграфическим уровням, служат надежными реперами для региональной и планетарной корреляции разрезов. Особенно велико значение инверсий геомагнитного поля для стратиграфии кайнозоя, поскольку горизонты с прямой и обратной намагниченностями в них могут рассматриваться в качестве уровней абсолютной синхронизации.

Осадочные породы являются доступным материалом для палеомагнитного изучения. Значительным преимуществом осадочных пород является возможность дать точную геохронологическую привязку изучаемых отложений на основании палеонтологических данных. При палеомагнитных исследованиях, когда имеет место проблема определения древнего полюса, этот вопрос является очень важным.

Современный этап развития геологии в значительной степени проходит под знаком тектоники подвижных литосферных плит, которая впервые в истории наук о Земле объединила такие фундаментальные геологические концепции, как рифтогенез, дрейф континентов, происхождение океанов, развитие геосинклиналей. Результаты палеомагнитных исследований открыли возможность количественно изучать явления океанического дна. Выявились также перспективы применения палеомагнитных исследований для изучения горизонтальных движений, а именно деформаций, связанных с формированием складчатых поясов и островных дуг, а также локальных складчатых структур.

В связи с вышеизложенным, цель данной работы – палеомагнитные исследования осадочного комплекса палеогена северной части Абшеронского полуострова и определение относительного изменения массива или отдельных его участков после возникновения доскладчатой намагниченности I_n^0.

Палеогеновые разрезы Абшеронского полуострова является наиболее полными разрезами. Были изучены разрезы М.Сияки, Фатьмаи, Гездек, Перекишкюль, Хильмили, Ильхидаг.

Образцы для палеомагнитных исследований отбирались в тех точках, где уверенно измерялись элементы залегания слоев. Полевые и лабораторные исследования проводились по методикам, принятым в палеомагнетизме и магнетизме горных пород [3,8,12]. Относительная ошибка в определении J_n и χ в среднем составляла 5−10%. Естественная остаточная намагниченность и магнитная восприимчивость исследованных пород соответственно колеблются в пределах (21−131) х 10^{-3}А/м, и (1,9−114) х 10^{-3}ед СИ. С целью выявления магнитных минералов-носителей намагниченности были проведены термомагнитные исследования. Нагревы проводились дважды от 20^0С до 700^0С с шагом 20^0С.

Результаты термомагнитного анализа четко фиксируются как маггемит с переходной температурой T_n =335−435^{0}C, магнетит − с T_c=580−600^{0}C и гематит − с T_c=675^{0}C [8, 12].

Для выделения величины и направления $I_n^0 I_n^0$ образцы всех разностей пород подвергались магнитным чисткам в переменном магнитном поле, термочистке и временной магнитной чистке. Стабильные компоненты естественной намагниченности, выделенные при магнитных чистках, имеют в среднем одинаковые направления, близкие к доскладчатой намагниченности, определенной методом пересечения плоскостей перемагничивания. Это говорит о первичности стабильного компонента J_n изученных пород. Первичная намагниченность J_n составляет 50-70%, она сохраняет стабильность при всех методах чистки, вторичная нестабильная вязкая компонента J_n составляет 30-60%.

Палеогеновые отложения характеризуются небольшими величинами магнитных характеристик (таблица 1).

Таблица 1.

Значения остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости палеогеновых и миоценовых отложений

Разрезы	Прямая намагниченность				Обратная намагниченность			
	D^0	**j^0**	**I_n**	**χ**	**D^0**	**j^0**	**I_n**	**χ**
Ильхидаг	9	36	54	25	191	-20	16	9,3
М.Сияки	10	68	29	8	170	-61	22	8,7
Джорат	328	56	22	9	150	-64	22	13,9
Фатьмаи	348	27	34	11	170	-26	19	4,4
Хильмили	350	56	24	28	181	-23	10	33
Прикюшкиль	359	48	75	31	156	-18	15	15,7

Таким образом, полевые и лабораторные палеомагнитные исследования палеогеновых и миоценовых пород Северной части Абшеронского полуострова дали возможность выделить направления J_n, определить природу первичной остаточной намагниченности и доказать её синхронность времени формирования этих пород. На основании этих исследований выявлены палеомагнитные зоны прямой и обратной полярности.

В разрезах М.Сияки и Ильхидаг в нижнем палеоцене в датском ярусе на границе с монским выделены 2 зоны прямой полярности: одна в датском ярусе, а другая в монском. Поскольку в отложениях датского яруса выделена нанопланктонная зона *Oruciplacolitnus tenuis*, которая является единицей региональной шкалы, разработанной для Кавказа, а также зоной унифицированной шкалы для южной районов, то по основанию выделенной N зоны или по кровле R зоны можно проводить границы между датским и монским ярусами. На границе монского и тенеского ярусов отмечено изменение как микрофаунистического состава, так и микрофлористических комплексов. На этой же границе (монского и тенеского ярусов) выделена зона обратной полярности. Эта зона обратной полярности является реперо м для проведения границы между вышеуказанными ярусами [2,11].

В отложениях среднего и верхнего эоцена в разрезе м.Сияки уверенно выделена R – палеомагнитная зона. По данной R зоне можно проводить границу между средним и верхним эоценом, и она совпадает с выявленными зональными единицами на данном интервале,

сопоставимыми с универсальной шкалой и могут быть реально прослежены в пределах тропического, субтропического и умеренного поясов. Такое же совпадение выделенных зональных единиц с R-зоной в верхнем эоцене на границе с нижним олигоценом.

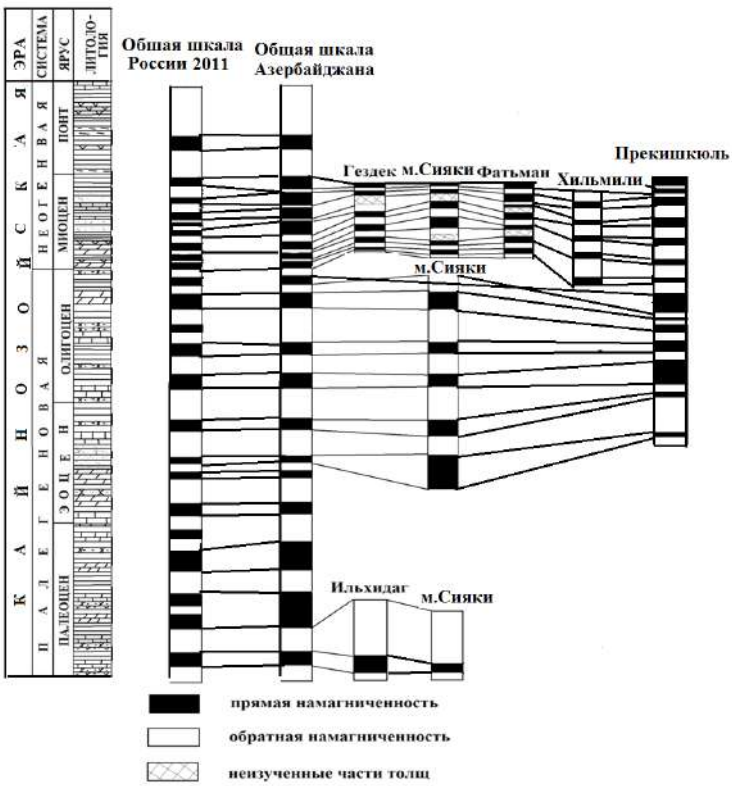
На границе с верхним эоценом и олигоценом в разрезах М.Сияки и Прикишкюль выделена R-зона.

Отложения нижнего олигоцена представлены в глинисто-песчанистой фации. В основании стампийского яруса выделяется зона планктонных фораминифер Qdobiqerina sellii [11]. По планктону устанавливается стандартная зона Coccolithus subdistichus. В олигоценовых отложениях палеомагнитными исследованиями установлены три N зоны и четыре R-зоны.

Палеомагнитная зона нижнего олигоцена является принятой единицей международной стратиграфической шкалы. Это позволяет проводить как широкую межрегиональную корреляцию, так и осуществлять привязку к общей шкале палеогена. На границе нижний-верхний олигоцен в исследованных разрезах выделяется зона обратной полярности, которая коррелирует с аналогической зоной в олигоценовых отложениях Нахчыванской АР, Туркмении, Сибира [1, 4, 6, 7, 9 ,10] и др.

Отложения миоценового возраста на Абшеронском полуострове исследователи относят к среднему-верхнему миоцену [5] (разрезы Фатьмаи, Гездек, Сияки). Миоценовые отложения представлены всеми ярусами от чокрака до меотиса.

Чокракский горизонт следует отнести к шестнадцатой обратной палеомагнитной эпохе и частично к 15-й положительной эпохе, караган – к четырнадцатой прямой эпохе, конк – к тринадцатой эпохе, сармат – к 13-й − 11-й эпохам, меотический ярус – к 7-й,6-й и 5-й эпохам.



Таким образом, детальные палеомагнитные исследования позволили расчленить палеогеновые отложения Абшеронского полуострова на магнитозоны прямой и обратной полярности, провести межрегиональную корреляцию и составить палеомагнитно-стратиграфическую шкалу неоген-четвертичных отложений Азербайджана (рис. 1).

Рис. 1. Схема корреляции палеомагнитно-стратиграфических разрезов палеогеновых и миоценовых пород северной части Абшеронского полуострова

Анализ палеомагнитных данных по палеогену Азербайджана подтверждает, что данная эра характеризуется частыми инверсиями геомагнитного поля. В результате палеогеновые отложения могут быть подразделены на 2 гиперзоны – Хорэм и Согдиана.

Гиперзона Хорем длится с середины маастрихта до верхов эоцена (75 − 45 млн. лет). Она характеризуется преобладанием обратной полярности. Верхнепалеоценовая часть гиперзоны характеризуется прямой полярностью.

Гиперзона Согдиана (RN) охватывает олигоценовую и миоценовую эпохи. Гиперзона Согдиана характеризуется чередованием прямой и обратной полярностей магнитного палеополя.

Нижняя часть шкалы палеогена Азербайджана характеризуется наличием обратно-полярной зоны. Такая же обратнополярная зона наблюдается в шкале аномалий океана. Возраст её составляет 63,5 − 65 млн. лет. Этот факт подтвержден результатами ряда работ [1, 4, 5] о существовании геомагнитного поля обратной полярности на границе верхний мел-палеоген. Палеомагнитный метод четко доказал хроностратиграфичность границы между палеогеном и мелом, которая в опорных разрезах континентов и в океанических данных колонках лежит внутри узкого R-интервала между аномалиями 29 и 30.

Палеомагнитные направления J_n^0 серии образцов для данного региона определяются значениями магнитного склонения D и магнитного наклонения j. Склонение определяет горизонтальную составляющую геомагнитного поля, т.е. ориентировку древнего меридиана. Наклонение − палеоширoту φ_m, которая вычисляется из соотношения

$$tg\varphi_m = \frac{1}{2}tgj$$

Полученные палеомагнитные широты и ориентировка палеомеридианов для изученных разрезов приведены в таблице 2.

Таблица 2

Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса палеогена и миоцена

Возраст	Объекты изучения	Координаты района		Направление Jn				Палео-плюс		φ_m
		φ	λ	$D_{ср}$	$j_{ср}$	K	α_{95}	Φ	Λ	
Нижний палеоцен	Разрезы Ильхидаг и М.Сияки	40,4	49,15	10	49	19	7	75	159	33,4
Средний Эоцен	М.Сияки	40,4	49,15	40	61	12	7	61	302	35
Верхний эоцен	М.Сияки	40,4	49,15	8	49	13	10	72	195	35,8
Нижний олигоцен	М.Сияки, Хильмили, Прекишкюль	40,4	49,15	13	55	10	9	75	269	36,7
Верхнийолигоцен	М.Сияки, Прекишкюль	40,4	49,15	20	51	7	6	72	154	37,2
Миоцен	М.Сияки, Фатьмаи, Хильмили, Прекишкюль	40,4	49,15	15	51	9	11	75	170	37,7

Попытаемся выяснить, какие тектонические движения испытал тот или иной блок горной породы. Для этого необходимо определить положение оси вращения полюса в пространстве и величины углов поворота. Из таблицы видно, что средние значения склонения и наклонения для палеогеновых пород северной части Абшеронского полуострова равны соответственно D=345−10°, j=44−62°. Если взять это направление за нулевое, то векторы J_n изученных разрезов испытали поворот, как против направления вращения часовой стрелки, так и по направлению вращения часовой стрелки.

В эоценовое время (продолжительностью 23 млн. лет) северная часть Абшеронского полуострова находясь на палеошироте $35{,}0^0$, переместилась на север на 500−550 км. Скорость поступательного движения структурно-формационной зоны в среднем составила 1,1−1,3 см/год. С того времени (т.е. эоцен) эта зона повернулась на $13-16^0$ по часовой стрелке. Средние значения наклонения и склонения первичной намагниченности для эоценовых пород составляют D=350−10° и j=56−60°.

В олигоценовое время (длительностью 12 млн. лет) северная часть Абшеронского полуострова, находясь на палеошироте $37{,}0^0$, переместилась на 400−550 км в северном направлении. Наряду с движением на север эта зона испытала поворот на 38^0 по часовой стрелке. Средние значения наклонения и склонения первичной намагниченности для эоценовых пород составляют D=10−20° и j=60°.

В миоценовое время (длительностью около13 млн. лет) северная часть Абшеронского полуострова, находясь на палеошироте $37{,}7^0$, переместилась на 360−440 км в северном направлении. Наряду с движением на север эта зона испытала поворот на 38^0 по часовой стрелке. Средние значения наклонения и склонения первичной намагниченности для эоценовых пород составляют D=10−20° и j=42−54°.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что в палеогеновое время тектонические движения происходили в 2 этапа: первый этап произошел в верхнем эоцене, а второй в конце верхнего олигоцена. Этим движениям соответствовал режим знакопеременного геомагнитного поля. Начальной фазе каждого тектонического цикла в первом приближении отвечает режим обратного геомагнитного поля.

В это же время происходило смещение территории с юга на север. Средние значения наклонения первичной намагниченности для палеогеновых пород составляют j=42−60°, что соответствует значению палеошироты φ_m=35−36°.

Полученные результаты достаточно хорошо согласуются с данными других регионов Азербайджана и иных стран.

Литература

1. Isayeva M.I., Qarayeva T.C., Bagirova A.A. Solution og geojogic-geophysical task by the thermomagnetic method. Geophysics news in Azerbaijan. 2017. №3-4.

2. Али-заде Ак.А., Халил Алиюлла и др. Составление опорных разрезов и стратиграфических схем для крупномасштабной геологической съемки масштаба 1:50000 в пределах Самхито-Агдамской и Араксинской зон Малого Кавказа (отчет за 1984—1988 гг.). Фонд ИГАНА. Баку, 1988.

3. Белаконь В.И., Кочегура В.В., Шолпо Л.Е. Методы палеомагнитных исследований горных пород // Недра. Л., 1973. 224 с.

4. Гасанов А.З. Палеомагнитная корреляция палеогеновых отложений Талыша и Нахчиванской АР. Автореф дис. ... канд. наук. Баку, 1975.

5. Геология Азербайджана. Том V. Физика Земли. Баку, 2005. 350 с.

6. Гнибиденко З.Н. Палеомагнетизм Кайнозоя западно-сибирской плиты. Новосибирск. 163 с.

7. Исаева М.И. Палеомагнетизм кайнозойских образований нефтегазоносных районов Азербайджана. Автореферат диссертации док. наук. 1991. Баку. 36 с.

8. Нагата Т. Магнетизм горных пород. М.: Мир, 1965. 247 с.

9. Назаров Х. Палеомагнитно-стратиграфические исследования палеогена, мела и юры. Туркмении. Автореферат канд. дисс. Л., 1972.

10. Павлов В.Э. Палеомагнетизм Сибирской платформы. Автореферат диссертации докт. наук. М., 2015. 47 с.

11. Халилов Д.М., Кузнецова Э.В. Микрофауна и стратиграфия Майкопской серии Азербайджана. Материалы по микрофауне биостратиграфии майкопской толщи и ее возрастных аналогов. Киев, 1964.

12. Храмов А.Н., Гончарова Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнетология. М., 1982. 312 с.

УДК 550.34

О ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ ГЕОСТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ

Гаспарян Г.С., Оганесян А.О., Казарян К.С., Саргсян Р.С., Авдалян А.Г.

ИГИС НАН РА, Гюмри, Армения

В сейсмологической литературе общепринятой модели сейсмического очага до настоящего времени не существует. Обе концепции – «разлом-землетрясение» и «очаг-объем» в литературе появились почти одновременно, однако первая версия, согласно которой очагом землетрясения, т.е. непосредственным источником подземного удара, служит тектонический разрыв, получила более широкое распространение. Многие специалисты безапелляционно восприняли и в своих разработках использовали эту идею.

Однако у оппонентов этой концепции – о дизъюнктивной природе очага землетрясения, несколько иное представление. По их мнению землетрясение – это лишь следствие глубинных процессов, которые обусловливают напряженное состояние больших объемов земной коры или верхов верхней мантии, а разрядка основной части (а не всей) накопившейся избыточной энергии происходит путем движения блоков земной коры, прежде всего и наиболее контрастно – по разломам, но далеко не исключительно только по ним. Иными словами, сам же по себе разлом может сопровождать деформацию блока, но он не излучает энергии. Исходя из этих соображений у сторонников этой концепции сложилось несколько иное представление о модели очага, сущность которой излагается следующим образом, очаг это не точка и не одномерная линия (т.е. не трасса тектонического разрыва на поверхности Земли), это и не двухмерная плоскость и поверхность (т.е. сместитель разрыва), это трехмерная материальная масса, объем, каждая частица которого испускает энергию в зависимости от скорости и амплитуды своего смещения [4].

При таком понимании природы очага землетрясения следует, что величина накопившихся напряжений и энергия будущего сейсмического толчка должны зависеть от размеров этого объема. Геологически это означает, что должна существовать связь между степенью раздробленности земной коры и энергией происходящих землетрясений, и что размеры структур (блоков), где локализуются очаги землетрясений, определяют максимальный уровень сейсмической интенсивности. С целью получения доказательства вышеизложенных соображений была рассмотрена сейсмотектоническая характеристика очаговых зон Малого Кавказа (Армении и сопредельных районов) [3].

Рассмотрение эпицентральных полей сильных землетрясений Армении и сопредельных районов показывает, что большинство эпицентров как бы сгруппированы в отдельные более или менее обособленные сейсмоактивные районы [2] (рис. 1):

1. Гюмри-Анийская группа очагов;
2. Спитак-Дилижанская группа очагов;

3. Приереванская группа очагов;

4. Сюникская группа очагов.

В Гюмри-Анийскую группу входят несколько известных разрушительных землетрясений с M=5.5–6.5, такие как землетрясения 1022, 1046, 1319, 1935 гг. и другие, неоднократно опустошавшие древнюю столицу Армении – город Ани. Одним из крупных событий этой группы является также Ленинаканское землетрясение 1926 года с M=5.5–5.9.

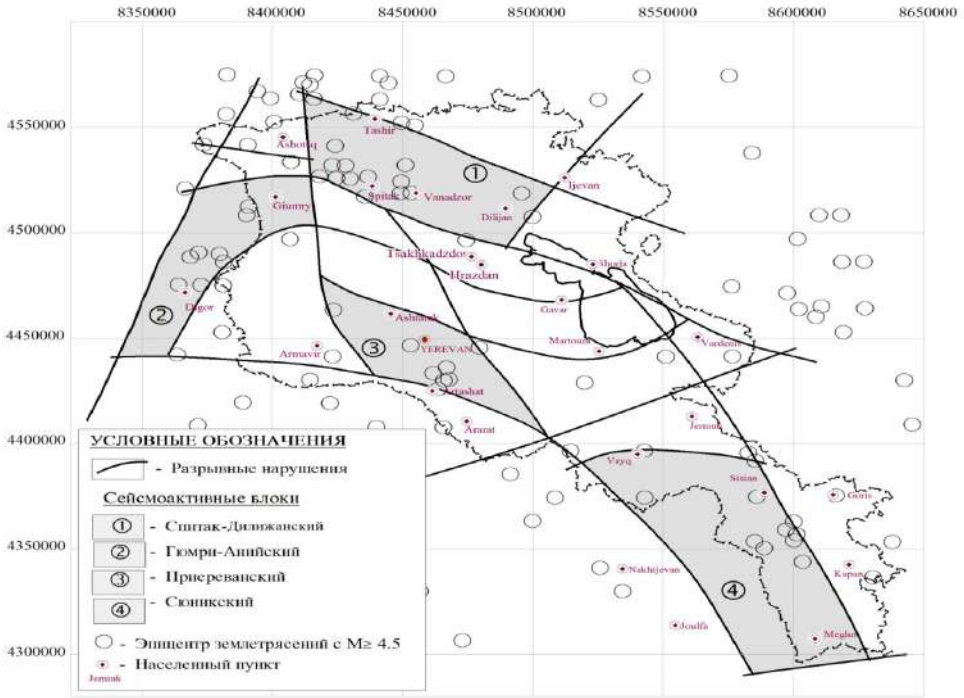


Рис. 1. Схема сейсмоактивных блоков земной коры территории Армении

Спитак-Разданская группа очагов, по сравнению с предыдущей, отличается более мощными событиями. В эту группу входит эпицентр разрушительного Спитакского землетрясения 1988 года с магнитудой M≥7.1. Кроме того в работе [7] указано на наличие в этом районе геологических следов двух палеоземлетрясений, датированных 2–1 тысячелетиями до Р.Х. и 3–2 тысячелетиями до Р.Х., магнитуда которых по размерам палеосейсмодислокаций оценена соответственно 7 и 6.5. В регионе зафиксированы также эпицентры десятков других землетрясений с 4.5≤M≤5.5, в число которых входят эпицентры двух известных Цахкадзорского землетрясения 1827 года с M≥5.0 и Спитакского землетрясения 1967 года с M≥5.0.

В группу эпицентров Приереванского района входят эпицентры пяти Двинских землетрясений с M=4.5–5.4 (851, 858, 863, 869, 893 гг.), Аручское землетрясение 972 г. с M=5.0, Гарнийского землетрясения 1679 г. с M=6.5, а также эпицентры землетрясений Октемберянского – 1916 г. (M=4.9) и Ереванского – 1937 года (M=4.6) [1].

В Сюникскую группу очагов входят около двух десятков землетрясений с M>4.5. Более того здесь в исторический период произошли несколько землетрясений с M>6, к числу которых относятся Татевское 1308 г., Воротанское 1406 г., Зангезурское 1931 г. и др. Исходя из структурно-динамических особенностей данного региона, а также из наличия следов сейсмодислокаций можно полагать, что два Вайоцдзорских землетрясения 735 и 906 гг. также входят в эту группу очагов. Кроме перечисленных исторических землетрясений в регионе установлены два очага палеоземлетрясений с M>7.5, датированных концом I века и IV-V веками [8].

Известно, что области современного горообразования имеют блоковое строение, при этом они подразделяются на области с крупноблочным и мелкоблочным строением.

О блоковой структуре Кавказского региона и Армении в частности, свидетельствуют многочисленные работы различных исследователей этого региона. Одним из таких исследований является работа [5], в которой на основании комплексного анализа большого количества геолого-геофизических материалов была составлена трехмерная структурно-динамическая модель земной коры территории Армении, состоящая из комплекса схем разломно-блокового строения земной коры на трех уровнях глубин:

- по поверхности кристаллического фундамента (до 5 км);
- по подошве сейсмоактивного слоя в земной коре (до 20 км);
- по границе Мохоровичича (до 45 км).

Анализ и сопоставление выделенных элементов структурно-динамической модели с эпицентральным полем позволили установить, что очаги сильных землетрясений локализованы, в основном, в пределах отдельных блоков земной коры выделенных на уровне подошвы сейсмоактивного слоя, которые исходя из концепции «очаг–объем» ответственны за накопление упругой энергии и ее разрядку посредством землетрясений. Эти блоки различаются друг от друга своими размерами, геодинамическим режимом, занимаемой тектонической позицией в общей структуре региона, степенью активности новейших тектонических процессов, особенностями внутреннего строения и т.д. (рис. 2).

Еще с 60-х годов прошлого столетия специалистами этой области высказано мнение о том, что есть прямо пропорциональная связь между силой землетрясения и объемом подвергшегося активным движениям блока земной коры. При этом предполагается, что в крупных блоках под воздействием тектонических сил накапливается большая сумма напряжений, которые затем могут разрядиться посредством сильных землетрясений. В малых блоках накапливается меньшая сумма касательных напряжений и соответственно следует ожидать меньшую энергию упругой отдачи.

Авторами работы [7], определившими очаг как объем, в котором укладываются гипоцентры всех афтершоков, была предложена формула для определения объема очага V (в пределах магнитуд 5.3≤M≤8.7):

$$\lg V = (9.58 \pm 0.51) + (1.47 + 0.14) * M;$$

Применение этой формулы для выделенных сейсмоактивных блоков земной коры территории Армении показывает, что максимально возможная магнитуда колеблется в пределах M=6.5–7.0 для средних по объему блоков, и M=7.0–7.2 для более крупных блоков (таблица 1).

Таблица 1

Номер блока	Наименование блока	Площадь блока (в кв. км)	Максимальная глубина блока по отношению к уровню моря (в км)	Объем блока (в куб. км)	Сейсмотектонический потенциал (в магнитудах)
1	Спитак-Дилижанский блок	3380	25	84500	7.0–7.2
2	Гюмри-Анийский блок	2640	25	66000	6.5–7.0
3	Приереванский блок	1840	15	27600	6.5–7.0
4	Сюникский блок	5210	30	156300	7.0–7.2

Для проверки достоверности вышеизложенных заключений и результатов был произведен сравнительный анализ полученных по Спитак-Дилижанскому блоку данных с параметрами Спитакского землетрясения 1988 г. и с данными о его афтершоковой области. Как видно из таблицы 1 возможный сейсмотектонический потенциал Спитак-Дилижанского блока составляет 7.0–7.2, а как известно магнитуда Спитакского землетрясения оценивается в 7.0, что доказывает достоверность использованного подхода.

Истолкование афтершоковой области Спитакского землетрясения 1988 г. с позиций концепций «очаг – объем» показывает, что оно было обусловлено не наличием какого- либо разлома или дизъюнктивного узла, а напряженным состоянием большого объема земной коры, расположенного на стыке четырех блоков с различным геологическим строением и историей тектонического развития. Проведенный авторами работы [6] довольно детальный анализ афтершоковой области Спитакского землетрясения 1988 г. показал, что границы последней сформировались в основном афтершоками до 1992 г., а ее площадь составляет около 1000 км^2. По нашим расчетам она гораздо больше и составляет около 1790 км^2 (рис. 2).

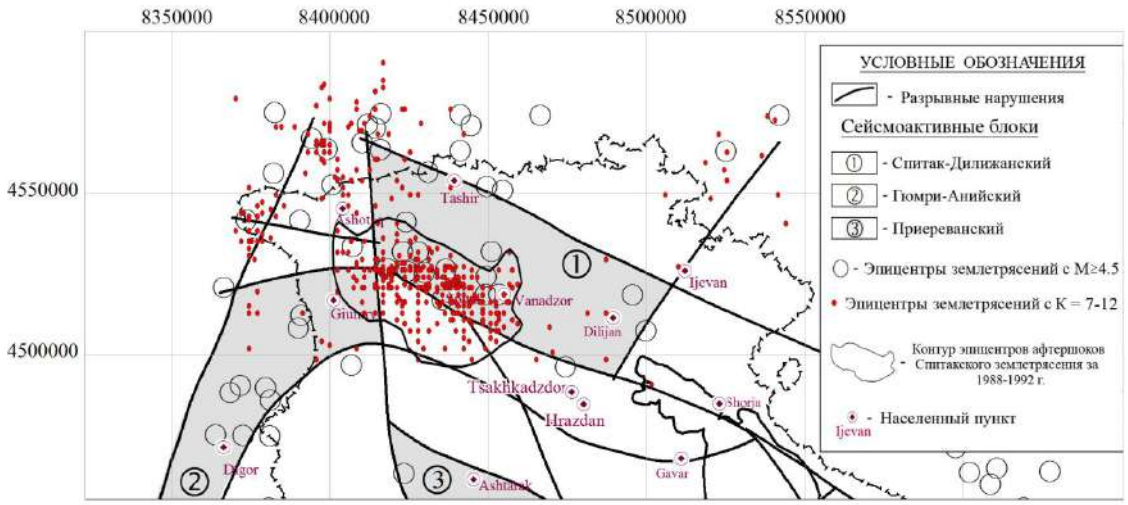


Рис. 2. Карта сопоставления геоструктурных элементов северной Армении с эпицентральным полем афтершоков Спитакского землетрясения за 1988-1992 гг.

Как видно из рисунка 2 афтершоки в основном происходили в пределах Спитак-Дилижанского блока, где сейсмоактивный слой имеет глубину 25 км. Такая же глубина имеется в пределах Гюмри-Анийского блока. Однако в пределах двух других Ашоцского и Апаранского блоков подошва сейсмоактивного слоя расположена гораздо выше – на отметке 15 км. Таким образом, объем задействованного в активных сейсмотектонических движениях блока, ответственного за подготовку и реализацию этого землетрясения составляет 37000 км^3, что согласно вышеприведенной формуле соответствует землетрясению с магнитудой 6.5–7.0.

Таким образом, обобщая вышеизложенное можно констатировать, что:

1. Эпицентры сильных землетрясений (с M≥4.5) по территории Армении распределены неравномерно. При сопоставлении эпицентрального поля со структурно-динамической моделью отчетливо выделяются четыре отдельные группы их скопления – Гюмри-Анийская, Спитак-Разданская, Приереванская и Сюникская, которые в структурном плане выделяются в виде отдельных блоков земной коры несущих ответственность за подготовку и реализацию этих землетрясений.

2. По известным зависимостям между объемом очага и магнитудой землетрясения было рассчитано, что в пределах вышеперечисленных сейсмоактивных блоков максимально возможная магнитуда колеблется в пределах M=6.5–7.0 для Гюмри-Анийского и Приереванского блоков, и M=7.0–7.2 для Спитак-Дилижанского и Сюникского блоков.

3. По параметрам афтершоковой области Спитакского землетрясения 1988 г., можно констатировать, что объем задействованного в активных сейсмотектонических движениях блока, ответственного за подготовку и реализацию этого землетрясения составляет более чем 35800 км^3, что соответствует объему очага землетрясения с M=6.5–7.0.

Литература

1. Бабаджанян А.Г., Гаспарян Г.С. Особенности строения очаговых зон Гарни-Двинских и Вайоцдзорских землетрясений по геофизическим данным // Тезисы докладов III школы-семинара «Геодинамика Кавказа». Ереван: Изд. АН АрмССР, 1986. С. 109-110.

2. Габриелян А.А., Саркисян О.А., Симонян Г.П. Сейсмотектоника Армянской ССР. Ереван: Изд. Ереванского Университета, 1981. 284 с.

3. Гаспарян Г.С., Оганесян А.О., Саргсян Р.С. Об уровне сейсмотектонического потенциала Анатолийско-Кавказско-Иранского региона Средиземноморско-Тихоокеанского пояса // Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы LI Тектонического совещания Том 1. М.: ГЕОС, 2019. С. 135-140.

4. Горшков Г.П. Региональная сейсмотектоника территории юга СССР (Альпийский пояс). М.: Наука, 1984. 272 с.

5. Оганесян С.М., Оганесян А.О., Гаспарян Г.С., Фиданян Ф.М. Структурно-динамическая характеристика земной коры территории Армении по комплексу геофизических данных // Изв. НАН РА, Науки о Земле. 2005. №5. С. 46-52.

6. Назаретян С.Н., Дургарян Р.Р., Шахбекян Т.А., Григорян А.Т., Мирзоян Л.Б. Региональные разломы территории Армении по геофизическим данным и их сейсмичность. Ереван: Гитутюн, НАН РА, 2015. 184 с.

7. Bath M., Duda S.J. Earthquake volume, fault plan area, seismic energy, strain, deformation and related quantities // Ann. Geophysics. 1964. Vol. 17(3). P. 353-368.

8. J.-F. Ritz, A. Avagyan, M. Mkrtchyan, H. Nazari, P.-H. Blard, A. Karakhanian, H. Philip, S. Balescu, S. Mahan, S. Huot, P. Münch, M. Lamothe. Active tectonics within the NW and SE extensions of the Pambak-Sevan-Syunik fault: Implications for the present geodynamics of Armenia // Quaternary International 395 (2016) 61-78.

УДК 550.34; 031.1 (479.24)

СОВРЕМЕННАЯ СЕЙСМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА АЗЕРБАЙДЖАНА

Етирмишли Г.Д., Маммадли Т.Я., Казымова С.Э., Исмаилова С.С.

РЦСС НАНА, Баку, Азербайджан

Как известно землетрясения занимают одно из первых мест среди других видов природных катастроф по своим разрушительным воздействиям, количеству жертв и материальному ущербу. Внезапное возникновение землетрясений еще больше усугубляет их разрушительные последствия. Большие разрушения и гибель людей вызываются не только колебаниями почвы, но и такими вторичными природными явлениями, как оползни, обвалы, снежные лавины и др., которые могут активизироваться в результате землетрясения.

Территория Азербайджана, являясь частью Кавказской горной системы, входит в состав Альпийско-Гималайского складчатого сейсмоактивного пояса и отличается высоким уровнем сейсмической активности. По степени тектонической напряженности регион распадается в пределах гранитно-метаморфического слоя на ряд блоков с разной степенью активности, что обуславливает его высокую сейсмичность.

Данные исследования посвящены землетрясениям, ощущавшимся на территории Азербайджана за 2003-2018 гг. Почти ежедневно сейсмические службы мониторинга регистрируют слабые землетрясения в сейсмоактивных поясах. Они свидетельствуют о том, что тектонические процессы в этих районах не прекращаются ни на минуту, движение тектонических плит тоже не прекращается. Именно по этой причине задача совершенствования методов сейсмического мониторинга активных сейсмических поясов остается актуальной всегда.

Резкий качественный сдвиг в направлении модернизации сейсмической аппаратуры и совершенствования мониторинга сейсмичности территории Азербайджана приходится на начало XXI века.

После сильного Каспийского землетрясения 25 ноября 2000 г., по указанию Общенационального Лидера Г.Алиева, были установлены сейсмические станции американскими специалистами совместно с нашими сотрудниками в различных регионах республики и начали свою деятельность в 2003 году.

Начиная с 2003 г., с целью развития сейсмо-службы в республике в США у фирмы «Kinemetrics» были закуплены комплекты современных цифровых сейсмических телеметрических станций со спутниковой связью. В 2013 г. их количество достигло 35-ти (рис. 1.). На сегодняшний день на территории республики функционирует 62 цифровые станции (рис. 2).

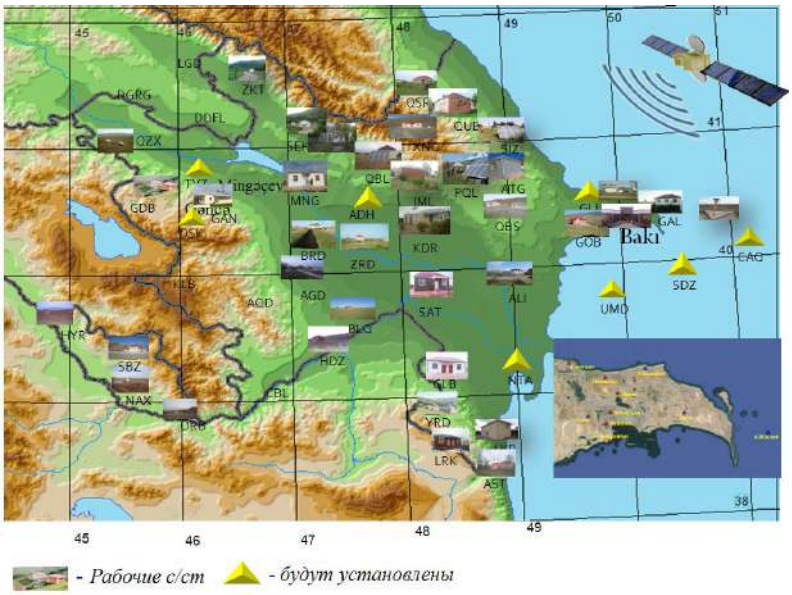


Рис. 1. Сеть цифровых сейсмических станций РЦСС при НАНА

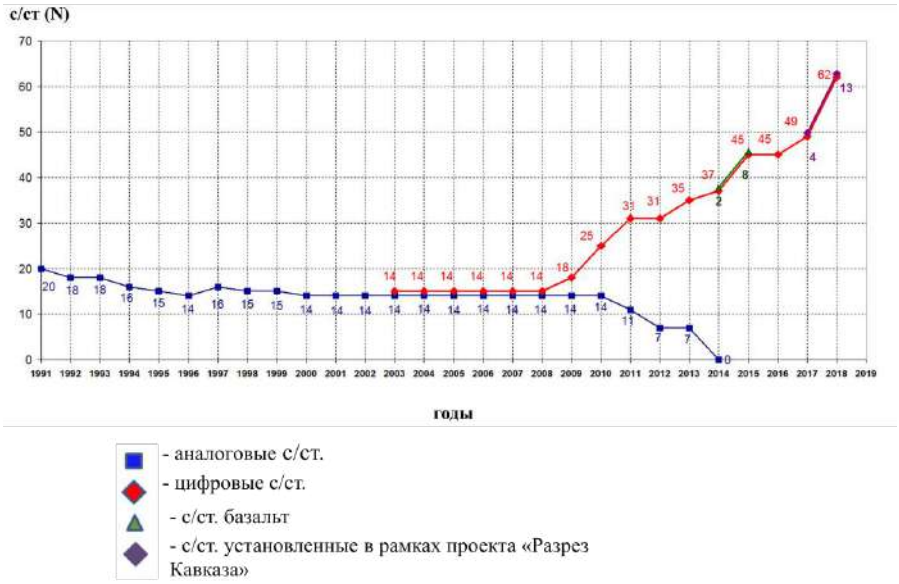


Рис. 2. Развитие сети сейсмических станций РЦСС при НАНА

За период 2003-2018 гг. на территории Азербайджана и сопредельных стран зарегистрировано 296 ощутимых землетрясений (рис. 3). Как видно из гистограммы распределения землетрясений по годам, до 2012 г. число ощутимых колебалось от 6 до 18, наблюдалась некоторая периодичность (рис. 4). Минимальное число ощутимых землетрясений и минимальная энергия зарегистрирована в 2006 г. В 2012 г. их число достигло максимума, произошло 51 ощутимое событие. Это связано с повышением сейсмической активности в 2012 г.,

когда произошла серия сильных землетрясений с M=5.6–5.8 на северо-западе республики, которые сопровождались большим количеством ощутимых афтершоков. После 2012 г., в связи с повышением общей сейсмичности в регионе, число ощутимых землетрясений возросло и достигло в среднем 21. Почти на порядок увеличилась выделенная сейсмическая энергия.

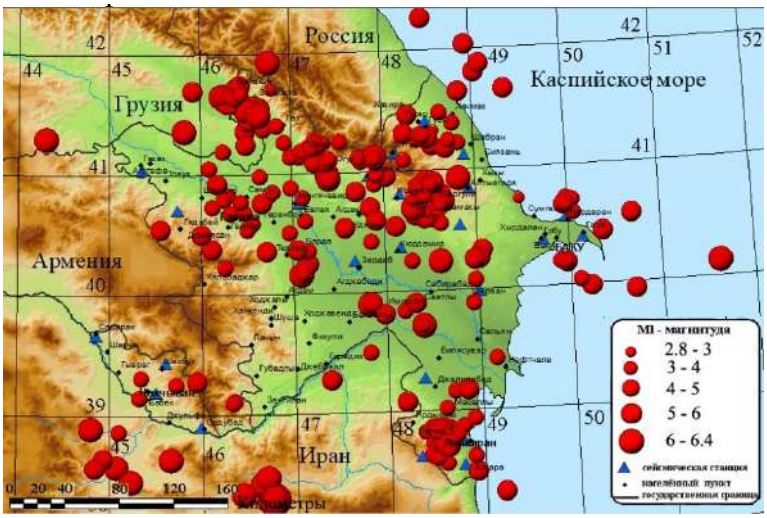


Рис. 3. Карта распределения ощутимых землетрясений за 2003-2018 гг.

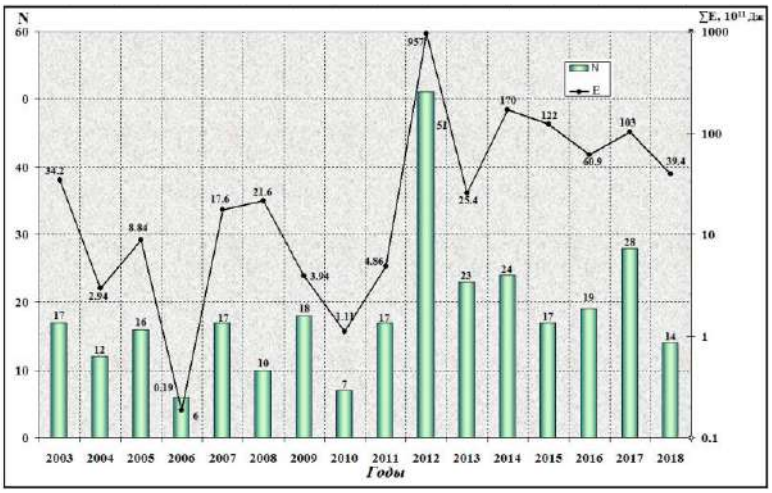


Рис. 4. Гистограмма распределения числа ощутимых землетрясений и выделенной сейсмической энергии за 2003 – 2018 гг.

Рассмотрение пространственного распределения ощутимых землетрясений (рис. 3) приводит к выводу о его неравномерности. Выделяются несколько зон повышенной сейсмической активности. Это, прежде всего, Шамахы-Исмаиллинская, Загаталы-Балакенская, Шеки-Огузская, Талышская зоны, в которых произошли землетрясения с MI≥5, а также

морская зона вокруг Абшеронского полуострова. Сравнение настоящей карты с картой ощутимых землетрясений за 1983-2002 гг. свидетельствует об увеличении сейсмической активности почти на всей территории республики, за исключением территории Гарабаха. Кроме Шамахинской и Талышской зон сгущения ощутимых землетрясений появились такие зоны и в других районах республики: прежде всего в Загаталы-Балакенском, Шеки-Огузском, а также в Губинском (или Прикаспийском), Агдам-Бардинском, Имишли-Саатлинском районах. В акватории Каспийского моря очаги локализованы вокруг Абшеронского полуострова и в северо-западной прибрежной части. Здесь происходят землетрясения с Ml≥4. Сейсмическое событие с максимальной магнитудой Ml=5.6 зарегистрировано в средней (или центральной) части Каспия.

О продолжающихся довольно энергичных тектонических движениях на Кавказе говорит сейсмичность его территории в 2012 г. 07 мая 2012 г. в 04 ч. 40 м. 21 с и 14 ч. 15 м. 13 с по Гринвичскому времени (по местному времени 19 ч. 15 м) в Загатальском районе с магнитудой 5,6–5,7, и в районе Балакен 14 октября 2012 г. в 10 ч. 13 м. 13 с. по Гринвичскому времени с магнитудой M=5,6–5,7 произошли сильные землетрясения [7].

Далее начиная с 2014 по 2018 гг. произошла серия сильных землетрясений: Загатальские 7.05.2012 с Ml=5.6, 5.7, Балакенское 14.05.2012 с Ml=5.8, которые ощущались в эпицентре с J_0=7 баллов; Каспийское 10.01.2014 г. с Ml=5.0, Гаджигабульское 10.02.2014 г. с Ml=5.8, Загатальское 29.06.2014 г. с Ml=5.3, Каспийское 07.06.2014 г. с Ml=5.6, серия Габалинских 29.09 и 04.10.2014 г. с Ml_{max}=5.5; а также Огузское 04.09.2015 г. с Ml=5.9, Имишлинское 01.08.2016 г. с Ml=5.6, Саатлинское 11.05.2017 с Ml=5.4, Агдамское 15.11.2017 с Ml=5.7, Загатальское 05.06.2018 г. с Ml=5.5 и Лерикское 28.08.2018 г. с Ml=5. Интенсивность сотрясений некоторых из них в эпицентре достигала 7 баллов. Анализ пространственного распределения эпицентров показывает, что большинство очагов ощутимых землетрясений расположено в зоне стыка Куринской депрессии и юго-восточного погружения Большого Кавказа. В последние же 2016–2018 гг. наблюдается активизация южного борта Куринской депрессии в зоне перехода к складчатой системе Малого Кавказа. Отметим, что в горных областях интенсивность сотрясений на порядок выше (6–7 баллов), чем в низменных (5–6 балов) [8]. Это связано с тем, что глубины очагов землетрясений на территории юго-восточного погружения Большого Кавказа относительно небольшие – менее 15 км, очаги же сейсмособытий, произошедших в Куринской депрессии, расположены на глубинах 30–50 км.

Таковы основные черты проявления ощутимых землетрясений Азербайджана за 2003–2018 гг.

Шамахы-Исмаиллинская сейсмогенная зона, известна как зона самых сильных землетрясений Кавказа, которая на протяжении столетий характеризуется высокой сейсмической активностью. За последние 15 лет одним из самых сильных землетрясений в данном регионе можно назвать землетрясение, произошедшее 7 октября 2012 г., в $15^{h}42^{m}$, в 17 км к юго-востоку от сейсмической станции «Исмаиллы» в зоне Исмаиллинского района с ml=5.3. Интенсивность в эпицентре этого землетрясения по 12 балльной шкале была оценена в 6 баллов, в близлежащих населенных пунктах Пиркулу, Шамахы, Исмаилы, Ахсу землетрясение ощущалось до 4-2 баллов [6].

Сейсмичность Шемахинской эпицентральной зоны, связана с наличием двух различно ориентированных структурных элементов: погруженного поперечного поднятия и складчатых сооружений Большого Кавказа. Длина этой зоны, как указывалось рядом исследователей, составляет 60–70 км, ширина – от 15 до 25 км. Следует отметить, что каждое из происходивших разрушительных землетрясений в районе Шамахи почти всегда охватывало одну и ту же область, причем явления, сопутствующие землетрясению, – оползни, извержения грязевых сопок, образование трещин в почве и т. п., также почти всегда происходили в одних и тех же местах [1, 5]. Не явилось исключением и землетрясение произошедшее 5 февраля 2019 г. в 19 ч 31 м с ml=5.2, h=8. Сейсмическая активизация в этой зоне началась с землетрясения 5 февраля в 19 ч 19 м 54 с, с ml=4.4, которое произошло за 11 минут до основого толчка и считается его сильным форшоком, ощущавшимся до 3-4 баллов. Кроме того зарегистрировано большое количество слабых форшоков с ml<3. Афтершоковая активность также была высокой. Наиболее сильные афтершоки имели магнитуду ml>3.4, 3.0, 3.9. На рисунке 5 показана волновая форма основного толчка и афтершоков на сейсмической станции «Пиргулу».

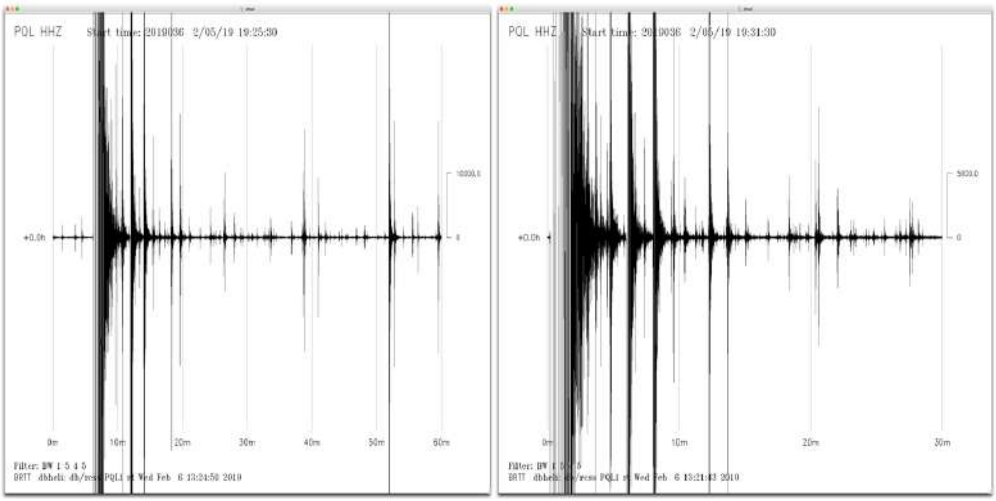


Рис. 5. Изображение волновых форм Исмаиллинских землетрясений 05 февраля 2019 г. на станции Пиргулу

Сейсмическая активность данного региона связана с тем, что здесь формируется деформация сжатия, обусловленная по всей вероятности поддвигом Куринской впадины под структуру Б.Кавказа за счет поступательного движения на север блока между Арпа-Самурским левосторонним сдвигом и Западно-Каспийским правосторонним сдвигом [4]. При этом блок имеет клинообразную форму, сужающуюся к северу. Такая геометрия сопряженных по разломам блоков создает дополнительные условия для развития и накопления мощной деформации сжатия. Поддвиг блоков Куринской впадины под структуру Б.Кавказа сопровождается в верхней части земной коры соответствующим надвиганием структуры Б.Кавказа на юг по серии общекавказских надвигов, что усиливает деформацию сжатия и определяет

сейсмичность данного района. Легкая правосторонняя сдвиговая компонента, наблюдаемая по механизмам очага для Дашгиль-Мудресинского и Вандамского надвигов может быть объяснена несколько большей активностью Западно-Каспийского разлома. Легкая левосторонняя сдвиговая компонента по Занги-Козлучайскому надвигу обусловлена ослаблением влияния Западно-Каспийского разлома на зону надвига, вследствие его вероятного затухания к северу (севернее Занги-Козлучайского надвига зона Западно-Каспийского разлома не прослеживается по геолого-геофизическим данным) [3].

Современный уровень исследований деформационных процессов в земной коре невозможен без информации о действующих в ней полях тектонических напряжений. Именно данные о полях напряжений и деформаций, совместно с данными о геологическом, структурно-тектоническом строении, позволяют решать задачу создания моделей деформационных процессов тектонических структур земной коры. Сегодня уже очевидно, что работы по проблеме долговременного прогноза землетрясений, должны базироваться на информации о действующих в земной коре полях современных напряжений.

Таким образом, с целью изучения полей напряжений и тектонических подвижек в земной коре нами проводится работа по оценке и анализу параметров фокальных механизмов землетрясений, динамических параметров очагов землетрясений и условий их формирования на территории республики и Прикаспия (рис. 6).

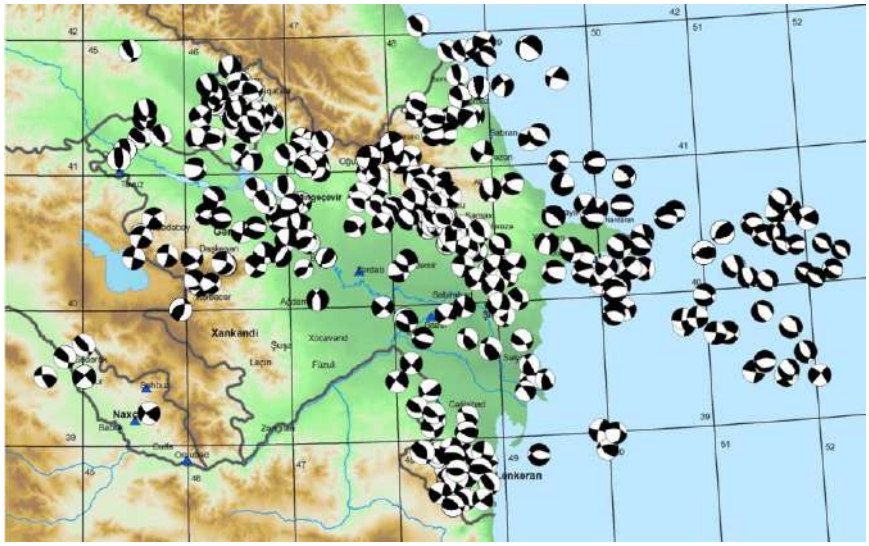


Рис. 6. Карта механизмов очагов землетрясений с магнитудой ml ≥ 3.0, произошедших за период 2004–2018 годы

На современном этапе плотная сеть высокочувствительных цифровых сейсмических станций, позволяющая регистрировать все сейсмические события с магнитудой M>0.1 в пределах Азербайджана, позволяет получать новые данные по механизмам очагов землетрясений, что дает возможность более детального изучать закономерности современного

деформационного процесса в земной коре Азербайджана. По данным сети телеметрических станций Азербайджана создан банк данных механизмов очагов землетрясений за период 2003–2018 гг. с магнитудой M≥3,0. В ходе исследования были обработаны, интерпретированы и обобщены сейсмологические материалы по механизмам очагов более 1000 землетрясений на основе современных подходов к анализу сейсмотектонических деформаций и выявлены характерные особенности сейсмотектонических деформаций в отдельно взятых сейсмогенных зонах республики. На основе полученных результатов, установлена закономерность в ориентации осей напряжения и ее связь с особенностями тектонического строения региона [9].

Выводы

Результаты анализа распределения очагов сильных землетрясений позволили сделать вывод о том, что на территории Азербайджана все сильные землетрясения (M≥5,0) приурочены к зоне поверхности кристаллического фундамента [Маммадли Т.Я., 2012]. Загатальское и Балакенское землетрясения также подтвердили этот вывод. Исключением является Исмаиллинское землетрясение, глубина которого составляет H=41 км, тогда как поверхность кристаллического фундамента данного региона находится на глубине 10-12 км. Отметим, что это не единственное землетрясение в Исмаиллинском районе с такой глубиной очага. И до этого здесь был отмечен ряд слабых и средней силы землетрясений с глубиной очага около 40 км. Полагаем, что такое аномальное для этого района сейсмотектоническое явление связано со сложной разломной тектоникой данного участка и требует дополнительных исследований. На рис. 3 можно также отметить очаговую зону Иранских землетрясений, глубина которых колеблется в пределах 5–20 км. Отметим, что 11 августа 2012 г. в данной зоне на глубине 10 км произошло два землетрясения с магнитудой 6.4, что повлекло за собой многочисленные афтершоки, продолжающиеся и по сей день.

Литература

1. Кенгерли Т.Н. Особенности геолого-тектонического строения юго-восточного Кавказа и вопросы нефтегазоносности, Elmi əsərlər, № 9, Гос. Нефт. Компания Респ. Азербайджан. 2007. С. 3-12.

2. Маммадли Т.Я., Сейсмогенерирующие зоны Азербайджана и их глубинные структурные особенности. Сейсмопрогностические наблюдения на территории Азербайджана. Баку, 2012. С. 287-295.

3. Рзаев А.Г., Етирмишли К.Дж, Казымова С.Э. Отражение геодинамического режима в вариациях напряженности геомагнитного поля (на примере южного склона Большого Кавказа) // Известия. Науки о Земле. Баку, 2013. № 4. С. 3-15.

4. Хаин В.Е., Ализаде Ак.А. Геология Азербайджана. Том IV. Тектоника. Баку: Из-во Nafta-Press, 2005. С. 214-234.

5. Шихалибейли Э.Ш. Некоторые проблемные вопросы геологического строения и тектоники Азербайджана. Баку: Элм, 1996. 215 с.

6. Yetirmishli G.J., Mammadli T.Y., Kazimova S.E., Features of seismicity of Azerbaijan part of the greater Caucasus, Journal of Georgian Geopfysical Society, Issue (A), Physics of Solid Earth,v. 16a, 2013, p.55-60.

7. Yetirmishli G.J., Kazimova S.E. "Focal parameters of the Zagatala earthquake on May 7, 2012". Seismoprognostic observations in the territory of Azerbaijan., V.11, №1, 2014, pp. 14-18.

8. Yetirmishli G.J., Abdullayeva R.R., Kazimova E.S., Ismayilova S.S. Strong earthquakes on the territory of Azerbaijan for the period of 2012-2014. Seism prognosis observations in the territory of Azerbaijan, Vol. 12, № 1, 2015, pp. 19-26.

9. Yetirmishli G.J., Kazimova S.E. Types of tectonic movements of the seismogenic areas of Azerbaijan based on the earthquake focal zones. Geological-geophysical studies of the deep structure of the Caucasus: Geology and Geophysics of Caucasus, Vladikavkaz, 2017, p. 20-25 (in Russian).

УДК 551.1

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ЗОНЕ МИНГЯЧЕВИРСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Исламова Ш.К.

РЦСС НАНА, Баку, Азербайджан

Аннотация. В статье анализируются данные локальных землетрясений зарегистрированных сетью телеметрических станций за период 2003–2018 гг. с ml≥0,1 и проанализированы времена прихода *P, Pg, Pn, S, Sg и Sn* волн. Всего было отобрано 518 события. Для освещения среды на разных глубинах были построены карты эпицентров исследуемых землетрясений в интервалах глубин 0–10 км, 11–20 км, 21–40 км, 41–65 км. После многократного решения были получены одномерные скоростные модели для P- и S-волн, на основе которых были построены трехмерные скоростные модели. Было установлено, что исследуемая область покрыта мощной толщей слабодислоцированных плиоценовых постплиоценовых отложений. Опираясь на данные о глубинном геологическом строении и данным геофизических исследований региона, на глубине 3 км была выявлена четкая граница, обусловленная сменой пород осадочного типа на вулканогенные.

Мингечевирское водохранилище является одним из глубоководных искусственных водоемов на территории Азербайджана. Участок водохранилища представляет собой плоскую корытообразную форму между хребтами Боздаг и Ходжашен [16].

Мингечевирское водохранилище образовано на реке Кура при строительстве плотины Мингечевирской ГЭС у Мингечевира. Площадь 605 км², объём 16,3 км³, длина 70 км, наибольшая ширина и18 км, средняя глубина 27 м, наибольшая – 75 м. Заполнялось с 1953 по 1959 годы. Высота над уровнем моря – 83 м. Электрическая мощность Мингечевирской ГЭС 401,6 мегаватт. Длина гидроэлектрической плотины – 1550 м, ширина составляет 16 м, высота – 80 м [14, 15, 16].

В последние годы данный регион, характеризуется активной сейсмической деятельностью, в которой происходит разгрузка накопленных в коллизионной зоне напряжений, что может быть связано с эффектом наведенной сейсмичности. Для получения дополнительной информации о строении данной сейсмогенной зоны необходимо выполнение локальных сейсмотомографических исследований. Собранные для томографии данные о параметрах землетрясений, проанализированные совместно с механизмами очагов сильных землетрясений и результатами структурного анализа, дадут нам уникальную возможность лучше понять современные геодинамические процессы в пределах исследуемого региона.

Одномерные скоростные модели территории Мингячевирского водохранилища

В статье были использованы сейсмологические данные локальных землетрясений и проанализированы времена прихода *P, Pg, Pn, S, Sg и Sn* волн, зарегистрированных сетью телеметрических станций за период 2003–2018 гг. с ml≥0,1. Параметры гипоцентров были получены из каталогов Республиканского Центра Сейсмологической Службы. Исходя из выше изложенного о сейсмичности,

была выбрана область исследований с объем земной коры и верхней мантии до глубины 60 км.

Построение модели, расчет станционных поправок и перелокация событий производятся на программе Velest. В процессе вычисления скоростной модели используется 4 вводных файла включающие следующие данные: 1) координаты используемых сейсмических станций; 2) первоначальная одномерная скоростная модель; 3) данные времен пробега сейсмических волн от очага до станции; 4) основной файл объединяющий все вводные и выводные файлы [13, 12; 17].

Основными критериями оптимальности скоростной модели считается близость среднеквадратичной невязки (отклонение времен пробега волн от используемой скоростной модели) для всех лучей к нулю. Исследуемый объем до глубины 60 км разбит на мелкие слои толщиной 1 км в интервале глубин 0–10 км и толщиной 2–5 км в интервале глубин 10–60 км.

Всего было отобрано 518 события. Для освещения среды на разных глубинах были построены карты эпицентров исследуемых землетрясений в интервалах глубин 0–10 км, 11–20 км, 21–40 км, 41–65 км (рис. 1).

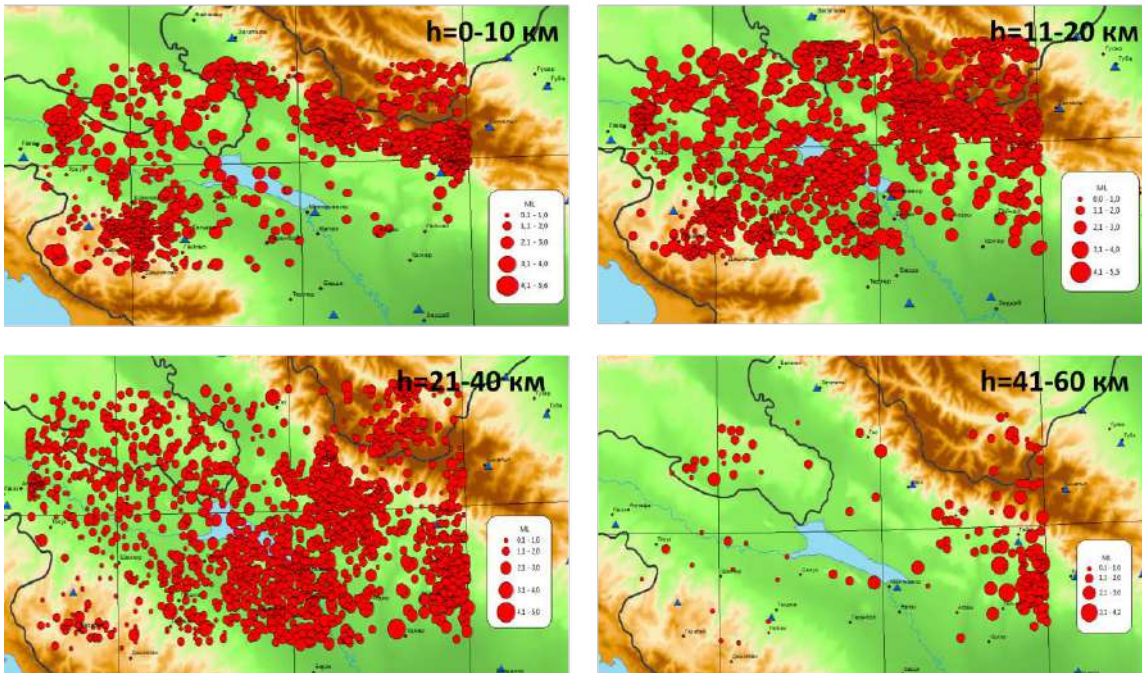


Рис. 1. Карты эпицентров землетрясений за период 2003–2018 гг в интервалах глубин 0–10 км, 11–20 км, 21–40 км, 41–60 км.

Объем среды был разбит на разные слои в зависимости от геологического строения исследуемой зоны. Отношение *Vp*/*Vs* нами было принято равным 1,73.

В восстановлении скоростной модели земной коры был использован метод высокоточной томографии, реализованный в пакете программ VELEST [11, 16]. VELEST обладает рядом преимуществ, в частности позволяет решать совместную задачу для модели и гипоцентров, использовать станционные задержки, совместно рассчитывать модели по P и S волнам, а также в процессе счета оценивать «вклад» каждой волновой фазы от каждого события в общую ошибку решения. Более

подробное описание программы было нами ранее представлено в [4, 7, 6, 5, 8]. Расчет одномерной начальной скоростной модели начинается с текущей одномерной модели. Программа изменяет ее так, чтобы она наилучшим образом соответствовала наблюденным временам пробега. По существу, эта операция является одномерной итеративной нелинейной инверсией.

После многократного решения были получены одномерные модели для P- и S-волн, показанные на рисунке 2. Для анализа того, на сколько изменилась скоростная модель по сравнению с первоначальной на графике пунктирной черной линией показана скоростная модель, используемая в настоящее время при расчетах гипоцентров землетрясений.

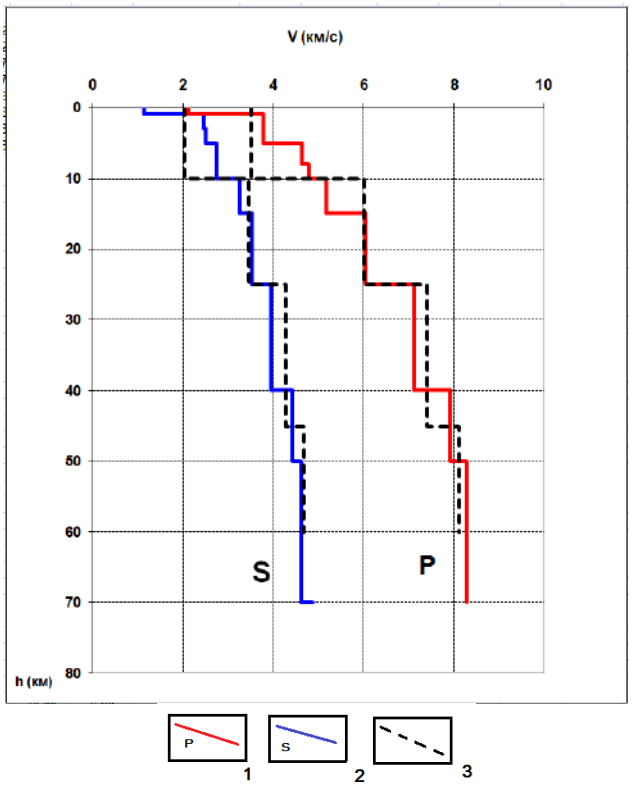


Рис. 2. Одномерные скоростные модели земной коры Среднекуринской впадины пересчитанные на программе «Velest». Условные обозначения: 1, 2 – скоростные модели продольной и поперечной волн по данным землетрясений; 3 – одномерная скоростная модель по геофизическим данным

Кроме того, нами были проанализированы изменения значений среднеквадратичной невязки до и после обработки (рис. 3) на программе «VELEST» [9, 10].

Как видно на диаграмме общее количество значений невязок колеблется в пределах от 0 до 4. Максимальные значения невязок отмечены в интервалах 0-1 и 1-2. Общее же количество значений невязок до обработки в интервале 0-1 составило 287, а после обработки на программе «VELEST» – 329.

Трехмерные скоростные модели территории Мингячевирского водохранилища

Сейсмотомографическое исследование проводились в три этапа. На первом этапе анализируется исходный набор данных. На втором этапе проводится расчет оптимальной одномерной скоростной слоистой модели, проверена устойчивость полученной модели. Одновременно с подбором оптимальной одномерной модели проводилось переопределение параметров гипоцентров и времени в источнике в данной одномерной модели и вычисление временных станционных поправок.

Третий этап работы включает в себя проверку разрешающей способности имеющегося набора данных, построение трехмерной скоростной модели. Расчет траекторий сейсмических лучей проводится методом конечных разностей. Весовой коэффициент для каждого луча зависит от эпицентрального расстояния между источником и приемником и величины невязки [3].

На основе полученных данных методом интерполяции строится сетка через каждые километр и в каждой точке определяется литологический состав и значение глубины залегания основных границ земной коры. Таким образом, были построены горизонтальные срезы скоростных моделей на разных глубинах (рис. 3).

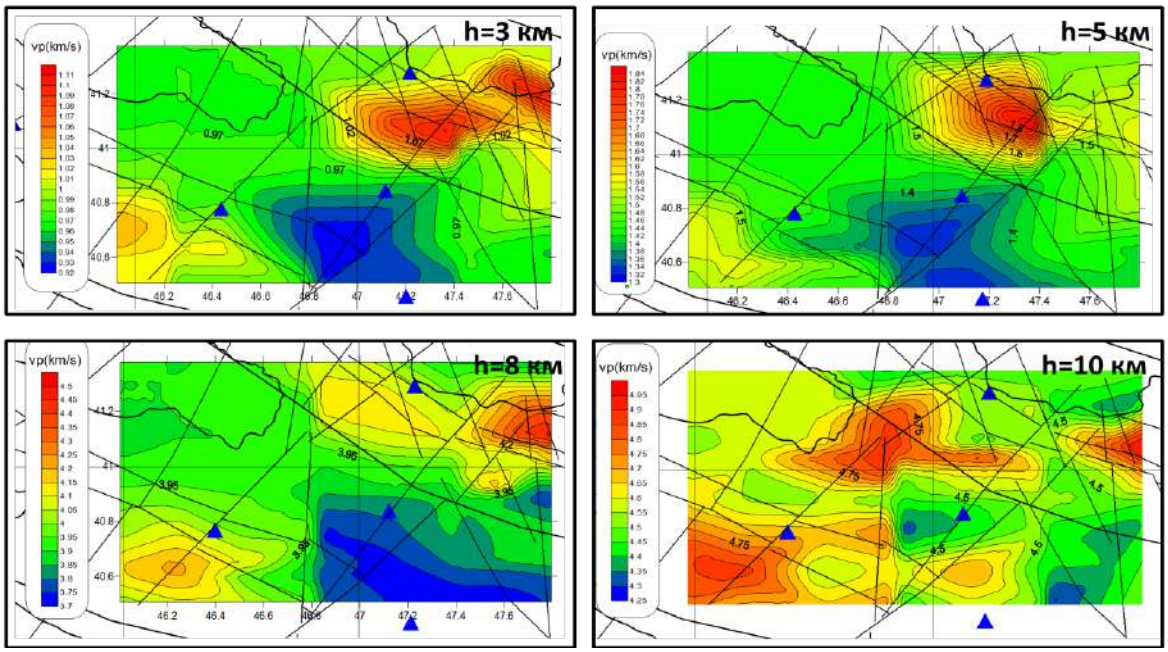


Рис. 3. Горизонтальные сечения распределения скоростей на разных глубинах. Разломная тектоника по [2]

Как видно на рисунке на глубине 3 км область Шекинского района вытянута в общекавказском направлении и характеризуется значениями скоростей продольных волн 4.0-4.5 км/с. Территория Среднекуринской депрессии в основном характеризуется значениями скоростей продольных волн 2,8-3,1 км/с с минимальными значениями скоростей в северо-западной части Евлах-Агджабединского прогиба и южной области Прималокавказской зоны Среднекуринской впадины. На карте глубинных разломов эти зоны разделены Гянджачайским и Тер-Тер-Огузскими разломами [1].

На глубине 5 км весь исследуемый регион в основном характеризуется значениями скоростей продольных волн 3.8-3.9 км/с. Как видно на рисунке на общем фоне выделяются те же зоны, что и на глубине 3 км.

На глубине 10 км значения скоростей резко меняются. В основном Территория Среднекуринской впадины характеризуется значениями скоростей продольных волн 5,9-6,1 км/с. В Гянджинском районе выделяется небольшая область со значением скоростей 6,1 км/с. На глубине 10 км выделяется зона Шекинского района вытянутая перпендикулярно общекавказскому напрвлению и характеризующаяся значениями скоростей продольных волн 6,1-6,2 км/с.

Обсуждение результатов

Исследуемая область покрыта мощной толщей слабодислоцированных плиоценовых постплиоценовых отложений. Опираясь на данные о глубинном геологическом строении и данным геофизических исследований региона, на глубине 3 км выявляется четкая граница, обусловленная сменой пород осадочного типа на вулканогенные. Данный интервал относится к породам нижне и средне юрского возраста. Они представлены известняками с прослоями глин, мергелей, песчаниками, туфо-песчанниками, аргиллитами и доломитами олигоцен четвертичного возраста. В интервале глубин 7-10 км выявляется кровля доальпийского фундамента. В этом интервале наблюдается понижение скорости в Евлах-Агджабединской и Кюрдамир-Саатлинской зонах Среднекуринской впадины, что косвенно подтверждает трещиноватость пород и наличие зоны разуплотнения.

Литература

1.Гасанов А.Г. Глубинное строение и сейсмичность Азербайджана в связи с прогнозом нефтегазоносности. Баку: Элм, 2001. С. 166-187.

2. Тектоника, Том VI, Геология Азербайджана / Под ред. Хаин В.Е., Ализаде Ак.А., «Nafta-Press», 2005. 512 с.

3. Усольцева О.А. Трехмерные скоростные модели земной коры Тянь-Шаня на основе Би сплайн параметризации и триангуляции Делоне, кандидатская диссертация, РАН, М., 2004 г., 240 с.

4. Kazimova S.E. The studying of the velocity model of Middle Kura depression by body waves / Scientific conference of the post graduate of National Academy of Sciences of Azerbaijan, 2006, P. 385-389.

5. Kazimova S.E. Construction of an optimal one-dimensional velocity model and specification of parameters of the sources of seismic events of the Middle Kura depression // Cataloque of seismoforecasting research carried out in Azerbaijan territory in 2009, Baku, 2010, P. 104-114.

6. Kazimova S.E., Usolceva O.A., Kazimov I.E., Seismic study of the crust southeast of the Caucasus using Delaunay triangulationon by the travel times of P-waves // Collection of Scientific Papers" Dynamic processes in geospheres", Moscow, 2010, P. 140-147.

7. Kazimova S.E. Construction of one-dimensional velocity model of the Middle Kura Depression of Azerbaijan by the body waves // Proceedings of Young Scientists, Vladicaucasus, 2010, P. 178-183.

8. Kazimova S.E., Kazimov I.E. 1D velocity model from local earthquake data of the Caspian sea, Azerbaijan // Young Researcher, № 2, Baku, 2015.

9. Kissling E., Husen S., Haslinger F. Model parametrization in seismic tomography: a choice of consequence for the solution quality // Phys. Of the Earth and Planet. Int. 123, 2001, P. 89-101.

10. Yetirmishli G.J., Kazimova S.E. Minimum 1D velocity model from local earthquake data in the Middle Kura Depression, Azerbaijan / Materials of International Workshop, March 01-07/2010, Baku, 2010, P. 66-72.

11. Yetirmishli G.J., Kazimova S.E., Specification of the velocity cut of earth crust by body waves // Catalogue of seismoforecasting research carried out in Azerbaijan territory in 2006, Baku, 2007, P. 203-207.

12. Yetirmishli G.J., Kazimova S.E., Kazimov I.E. One-dimensional velocity model of the Middle Kura depresion from local earthquakes data of Azerbaijan, Izvestiya, Physics Of The Solid Earth. Vol. 47. No.9. 2011, Moscow, P.847-856.

13. Yetirmishli G.C., Kazimova S.E., Kazimov I.E. Studying of change of velocities of longitudinal waves with depth by the digital seismological data / Materials of the III Intarnational Seismological Conferens in Kislovodsk, Obninsk, 2008, P. 54-57.

14. Yetirmishli G.C., Kazimova S.E., Islamova Sh. K. Features of seismotectonic stress of the Mingechaur reservoir according to digital seismic stations of Azerbaijan // Geology and Geophysics of the South Russia, №3/2013, ISSN 2221-3198., C. 64-71.

15. Yetirmishli G.J., Islamova Sh.K.S., Kazimova S.E., Ismailova S.S. Seismic Geodynamics Of Mingachevir Water Reservoir. Бюллетень Оренбургского научного центра УрЩ РАН, 2018,№4, P. 1-12.

16. Yetirmishli G.J, Kazimova S.E. Modeling of the Earth's Crust of the Greater Caucasus by Seismic Tomography. Innovations in minimization of natural and technological risks, Abstract of the first Eurasian Conferens «RISK-2019», Baku, 2019. P.117.

17. Rzayev A.G., Yetirmishli G.J., Kazimova S.E. The reflection of the geodynamic regime of seismogenic areas in the geomagnetic field variations (for example, the Azeri part of the southern slope and the south-east dipping of the Great Caucasus) // Proceedings. The Sciences of Earth, 4, 2013, P. 1-13.

УДК 55.551.435.04

РАЗВИТИЕ ЭРОЗИОННЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА ЧЕРНОМОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Куропаткина Т.Н.

КубГУ, Краснодар, Россия

Территория Краснодарского края может рассматриваться в качестве своеобразной модели для изучения экзогенных и эндогенных процессов, и их взаимоотношений с различными факторами. В современном облике Северо-Западного Кавказа приобрели разнонаправленные вертикальные неотектонические движения, создавшие контрастность рельефа, наблюдаемую в настоящее время. В этой связи становится очевидным, что геоморфологическое изучение этой территории имеет большое значение при выборе и эксплуатации площадей под дорожное, промышленное и гражданское строительство, для освоения горных и приморских территорий в оздоровительных и туристических целях, при выборе мероприятий по защите от стихийных явлений.

На Черноморском побережье Северо-Западного Кавказа особенно четко проявляется тот факт, что все основные элементы рельефа являются новейшими тектоническими структурами.

Геоморфологически рассматриваемая территория принадлежит Афипско-Дефановской орографической ступени, которая ограничена на западе поперечным Геленджикским разломом, а на востоке Туапсинским и имеет преимущественно низкогорный рельеф с обширными депрессиями [3].

Проведенное геоморфологическое районирование Сафроновым в 1969-1972 годах [3] показало, что этот отрезок Черноморского побережья относится к геоморфологической провинции Большого Кавказа, входящей в область развития средневысотных структурно-денудационных гор на ассиметрично-складчатых структурах. Наиболее существенной особенностью орографического плана территории является его принадлежность к южному склону Северо-Западного Кавказа, непосредственно примыкающему к Черному морю. Здесь прибрежная зона характеризуется абсолютными высотами до 350-500 м, реже до 600-700 м и преобладанием структурно-тектонических форм рельефа и продольным эрозионным расчленением. Отдельные хребты большей частью представляют антиклинальные своды или их крылья, между которыми располагаются продольные синклинальные долины.

С точки зрения тектонического строения изученная территория принадлежит Новороссийскому синклинорию, который сложен породами Новороссийского комплекса (супсехская и прасковеевская серии) мел-палеогенового возраста. На всем протяжении развиты породы карбонатно-терригенной флишевой формации, для которой характерно развитие грунтовых вод преимущественно трещинного типа (Новороссийско-Лазаревский гидрогеологический подрайон).

Задача, которая решалась в рамкам данного исследования, состояла в выявлении осо-

бенностей развития эрозионных форм рельефа с помощью комплексных методов, таких как морфоструктурный и морфометрический. Исходным материалом послужили топографические карты масштаба 1:50000.

Заложение речных долин, как правило, предопределяется тектоническими условиями: они развиваются преимущественно вдоль разломов и зон повышенной трещиноватости. При перестройке структурного плана реки вынуждены приспосабливаться к растущим поднятиям.

Развитие эрозионных форм рельефа было изучено по речным бассейнам Афипско-Дефановской ступени, которая протягивается от Геленджика до Туапсе (Адерба, Джанхот, Бетта, со всеми их притоками).

Одним из модификаций морфоструктурного метода является метод изучения распределения эрозионных врезов и планового распределения речной сети.

Методически в начале исследования вычислялся порядок для каждого элемента сети потоков по методу Стралера. На следующем этапе определялись азимуты простирания для каждого элемента полученной модели потоков. В этом случае, если элемент потоковой модели (речной системы) не являлся прямой линией (т.е. представлен ломаной), то азимут вычислялся для отрезка, соединяющего начальную и конечную точки (ломаной). В результате были построены розы-диаграммы для элементов речной системы каждого порядка. Единая речная долина разделяется на множество элементов в точках впадения притоков (долин) меньшего порядка. Подразумевается, что эти элементы являются своеобразными структурными единицами, и, исходя из этих позиций, рассчитывается частота встречаемости того или иного простирания элементов для долин каждого порядка. Анализ диаграмм показал, что для каждой из четырех рек имеют место две смены преобладающего простирания элементов потоковой системы от первого порядка до четвертого. Так элементы долин четвертого порядка речных систем Адербы, а также третьего и четвертого порядка рек Бетта и Джанхот ориентированы преимущественно на север, северо-запад. Ориентировка элементов долин второго порядка речных систем Бетты и Джанхота, а также третьего Адербы изменяется на северо-западную (для Бетты кроме того сохраняется ориентировка на север). Элементы долин более низкого порядка ориентированы преимущественно на северо-запад.

Выявленный факт смены доминирующих азимутов для элементов разнопорядковых долин отражает смену условий заложения и развития рельефа региона. Принимая по внимание относительную молодость долин на рассматриваемой территории, можно заключить, что на протяжении новейшего этапа имела место смена условий протекания эрозионных процессов, что определяло развитие и становление геоморфологических структур – долин разного порядка.

В результате анализа распределения эрозионных врезов и планового распределения речной сети обнаружены сходства в ориентировке однопорядковых элементов речных долин, которые отражают смену условий заложения и развития рельефа региона. Закономерности пространственной изменчивости разнопорядковых элементов дренажной сети – речных долин показывают различия в преобладающих простираниях низко-, средне- и высокопорядковых долин.

Установлено, что ориентировка высокопорядковых речных долин совпадает с ориен-

тировкой продольных и поперечных (соответственно кавказских и антикавказских) разломов, сформировавшихся в пределах Кавказской складчатой системы. При этом разрывные зоны закономерно (с появлением новых генераций разломов) изменяют простирание долин по отношению к главной разломной зоне (направлению), что находит подтверждение в характере заложения эрозионной сети. Кроме этого, на многих участках главных речных долин на протяжении всего новейшего и современного этапов возникали условия подпруживания. Они были вызваны тектоническим поднятием отдельных блоков, пересекаемых этими реками. Как следствие меандрирование русел рек в пределах таких блоков и формирование относительно мощных разновозрастных аллювиальных отложений речных террас, контролирующих динамику русловых процессов.

Для изученной территории данный метод позволяет определить основные рельефообразующие тектонические разрывные структуры.

Разработанный В.П. Философовым [5] морфометрический метод позволяет по косвенным признакам выделять тектонические структуры преимущественно на равнинных территориях. Наиболее интересным считается направление составления карт интенсивности расчленения рельефа. Расчлененность (вертикальная и горизонтальная) является наряду с формой (вытянутость, извилистость, кривизна) и плотностью (густота, равномерность) основным фундаментальным показателем рельефа.

Методически работа включала в себя построения карт по топооснове М 1:25000.

Оценить площадное распространение эрозионных процессов позволяет густота эрозионного расчленения. Ее расчет сводится к определению суммарной длины эрозионных форм рельефа на единицу площади (1 км^2).

Программный расчет данного показателя выполнялся в следующей последовательности:

1) к созданной на предыдущем этапе векторной модели эрозионной сети был применен инструмент «Слияние», чтобы получить единый векторный объект водотоков без разделения на притоки;

2) территория разбивалась на ячейки сеткой квадратов размером 1х1 км с помощью модуля «Hawths Tools»;

3) единый векторный объект эрозионной сети с помощью инструмента «Пересечение» был разбит на отрезки в местах пересечения векторной сетки и эрозионной сети. В результате этой операции все элементы эрозионной сети были разделены на фрагменты, которые располагаются только внутри квадратов площадью 1 км^2;

4) с помощью функции «Вычислить геометрию» в атрибутивной базе данных рассчитывалась длина (в км) каждого фрагмента эрозионной сети и записывалась в соответствующий столбец таблицы атрибутов;

5) с помощью инструмента «Пространственное соединение» суммарная длина водотоков в пределах ячеек записывалась в атрибутивную таблицу соответствующей ячейки. Для этого в списке полей соединенных объектов был выбран столбец, содержащий длины водотоков и для него задан способ соединения – сумма. Кардинальность соединения – join_one_to_one. На этом этапе была получена сетка квадратов со значениями густоты эрозионного расчленения;

6) для построения карты густоты расчленения с помощью инструмента «объект в точки» сетка квадратов была преобразована в набор точек, расположенных на месте центров ячеек;

7) методом интерполяции обратных взвешенных расстояний (ОВР) в приложении ArcMap построена карта густоты расчленения рельефа.

Разбиение значений густоты расчленения проводилось на 6 диапазонов в автоматическом режиме с выбором метода – квантиль. Значения измеряются в км/км^2 и отражают суммарную протяженность эрозионных форм рельефа в пределах единицы площади (1 км^2). Полученная карта густоты расчленения приведена на рисунке 1.

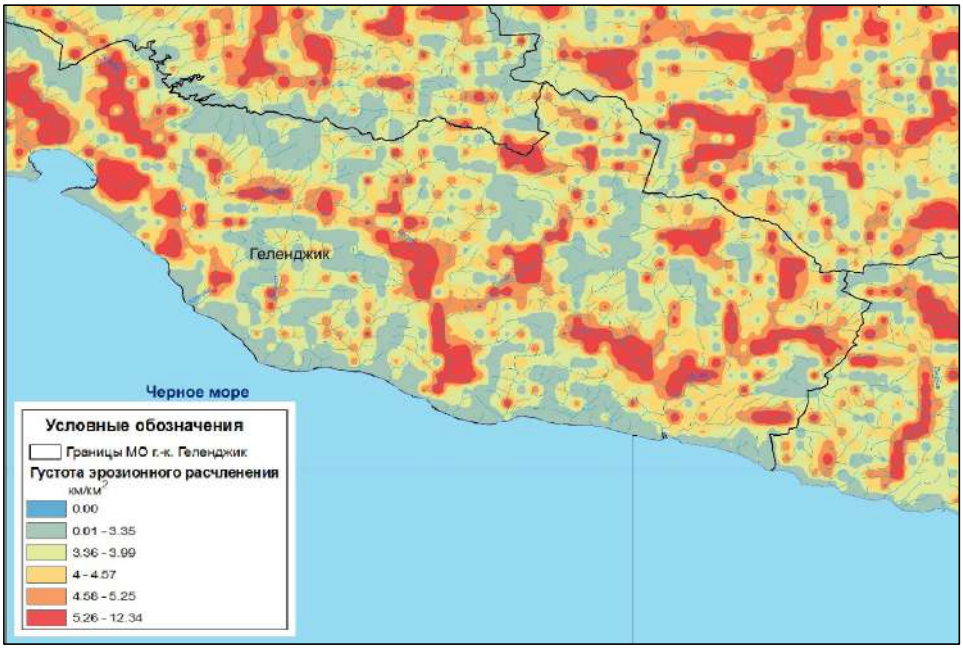


Рис. 1. Карта густоты расчленения территории МО г.-к. Геленджик (по автору, 2019)

Таким образом, для территории МО г.-к. Геленджик значения густоты расчленения изменяются в пределах от 0.00 до 12.34 км/км^2.

Глубина эрозионного расчленения – это амплитуда высот между самой высокой и самой низкой точками долин в пределах единицы площади, измеряется в м/км^2. Этот показатель отражает глубину эрозионного вреза и позволяет выделить зоны, характеризующиеся максимальной крутизной бортов речных долин, от которой зависит эрозионный потенциал рельефа, скорость поверхностного стока ко дну долины. Расчет этого показателя выполнялся с помощью инструментов «Зональной статистики» модуля «Spatial Analyst» путем вычисления в пределах ячеек размером 1×1 км максимальной амплитуды изменения абсолютных отметок. Дальнейшая обработка аналогична методике построения карты густоты расчленения. Полученная карта глубины эрозионного расчленения приведена на рисунке 2.

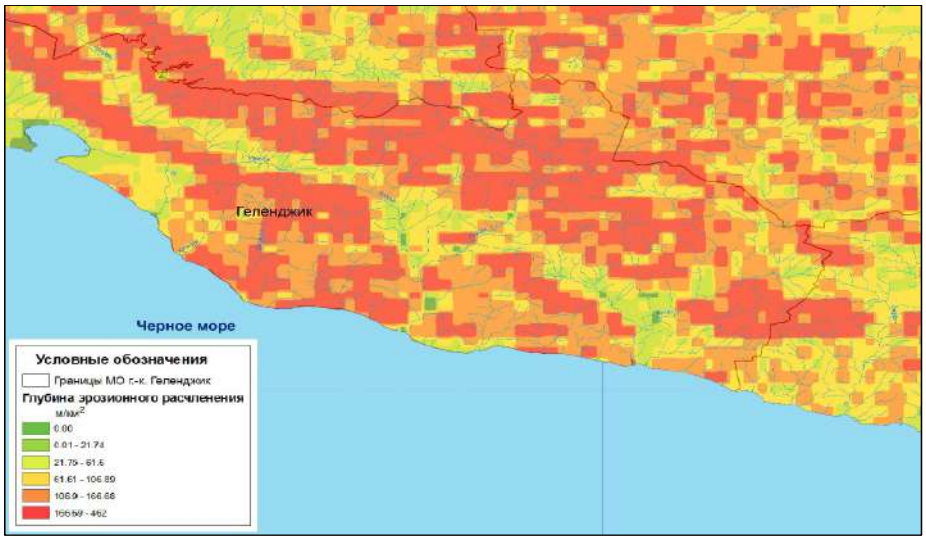


Рис. 2. Карта глубины эрозионного расчленения территории МО г.-к. Геленджик (по автору, 2019)

Общее расчленение рельефа отражает интенсивность изменения рельефа: чем выше значение данного показателя, тем рельеф менее однородный – может включать в себя несколько геоморфологических элементов и характеризуется изменчивостью по латерали. Карта общего расчленения строится программными средствами на основе расчета протяженности горизонталей рельефа (в км) в пределах ячеек размером 1×1 км. Полученные ячейки со значениями протяженности линий равных высот. Полученная карта общего расчленения рельефа приведена на рисунке 3.

Рис. 3. Карта общего расчленения рельефа территории МО г.-к. Геленджик (по автору, 2019)

Каждая из построенных карт была классифицирована на 6 классов в автоматическом режиме способом «квантиль» – диапазон значений разбивается на неравные интервалы, но в каждом интервале содержится одинаковое число значений, что делает выделенные интервалы равнозначными. На основании этой классификации определены граничные значения, превышение которых принимается как наиболее высокие значения расчлененности.

На микроуровне морфометрический метод был применен к бассейну р. Бетта. В первую очередь, графо-аналитическим способом была определена вертикальная расчлененность водосборной площади р. Бетта и ее притоков. В ходе работы было выделено 35 элементарных бассейнов. Из них 14 принадлежат западному борту р. Бетта, 12 располагаются на восточном борту щ. Правой, а 9 элементарных бассейнов находится в междуречье р. Бетта и щ. Правой. По полученным цифровым показателям было выделено 5 градаций глубины расчленения рельефа: от 150-200 м, 200-250 м, 250-300 м, 300-350 м, 350-400 м. В целом глубина расчлененности рельефа оказалась выше в пределах западной части территории. Здесь преобладают элементарные бассейны с глубиной расчленения от 300 до 350 м. Кроме того, в пределах побережья граничат элементарные бассейны с резко различными значениями глубины вреза: до 200 м и более 300 м. Северо-восточная часть территории, а именно верховья основных водотоков оказались сглаженными. Здесь находятся элементарные бассейны с глубиной расчленения до 200 м и до 250 м. Это объясняется развитием здесь водотоков 1 порядка. На востоке изучаемой площади отмечаются элементарные бассейны со средними и высокими значениями глубинной эрозии. Максимальные значения до 350 м принадлежат элементарному бассейну урочища Каракули.

Так, косвенным образом характер проявления эрозионной сети подтверждает большую тектоническую раздробленность западного борта р. Бетта.

Аналогичным графо-аналитическим образом на данную территорию была построена карта густоты горизонтального расчленения. В ходе построения определялась длина эрозионной сети L на единицу водосборной площади. Среднее значение густоты сети равно $\approx 0{,}95$ км/км^2. Кроме этого в результате были выявлены рискоопасные участки, которые приурочены, как правило, к нижнему течению щели Левой и щели Правой в местах развития надпойменных террас в виде полян, нашедших отражение на топооснове: Ореховая, Последняя и др.

Полученную информацию можно использовать в качестве достаточно надежного источника о современном геодинамическом состоянии исследуемой территории, с помощью нее можно локализовать зоны высокой геодинамической активности, выявить тектонические предпосылки для возникновения опасных явлений: оползни, сели, аварии на трубопроводах, разрушение дорог, мостов и пр.

Литература

1. Куропаткина Т.Н., Любимова Т.В., Бондаренко Н.А. Влияние инженерно-геологических компонентов на интенсивность эрозионных процессов южного склона Северо-Западного Кавказа // Геология, география и глобальная энергия. 2008. №4. С. 90-95.

2. Куропаткина Т.Н. Структурно-геоморфологические исследования для инженерно-геологического районирования // Материалы первой региональной научно-практической конференции 29-31 октября 2014 г. Геленджик, 2014. С. 237-241.

3. Сафронов И.Н. Геоморфология Северного Кавказа. Ростов н/Д: РГУ, 1969. –216 с.

5. Философов В.П. Основы морфометрического метода при поисках тектонических структур. Саратов: Изд-во СГУ, 1975. 232 с.

УДК 550.3:523.31

ОЦЕНКА ВАРИАЦИИ ПАРАМЕТРОВ ПРИЛИВНОГО ОТКЛИКА ПО ДАННЫМ ЛАЗЕРНОГО ИНТЕРФЕРОМЕТРА КАК ВОЗМОЖНЫЙ ПРОГНОСТИЧЕСКИЙ ПРИЗНАК БУДУЩЕГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Мясников А.В., Милюков В.К.

ГАИШ МГУ, Москва, Россия

В конце прошлого столетия в Институте Физики Земли РАН в качестве возможного прогноза землетрясения был принят целый ряд признаков. Наиболее важны и надежны следующие:

1) статистические методы;

2) выделение сейсмически активных зон, которые долго не испытывали землетрясения;

3) изучение быстрых смещений земной коры;

4) исследование изменений соотношений скорости продольных и поперечных волн;

5) изменения магнитного поля и электропроводности горных пород;

6) изменения в составе газов, поступающих из глубин;

7) регистрация предваряющих толчков «форшоков»;

8) исследование распределения очагов во времени и пространстве.

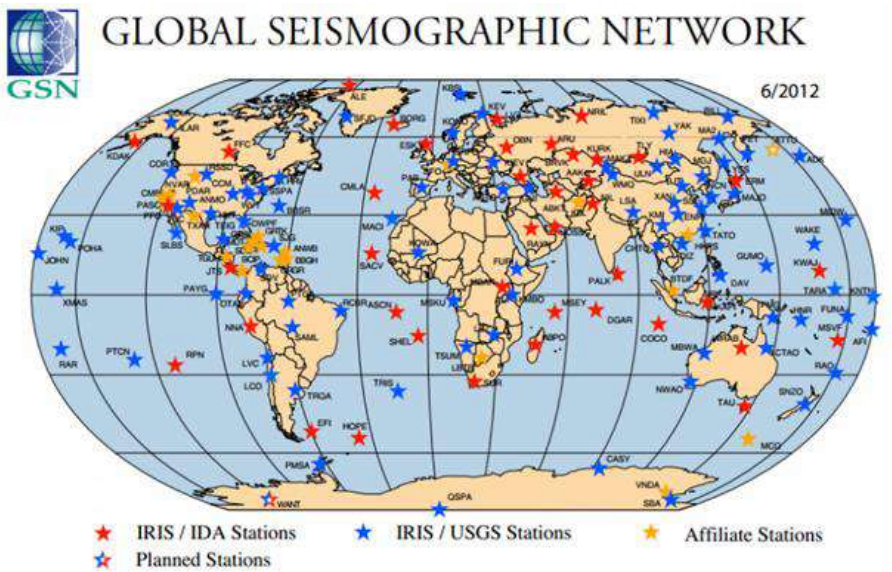


Рис. 1. Карта 150 широкополосных сейсмостанций в режиме он-лайн

Эти методы прогноза землетрясений условно можно разделить на две группы:

1. Кинематические методы, основанные на анализе данных о движениях земной поверхности, предваряющих землетрясения, и о форшоках;

2. Методы, основанные на наблюдениях временных изменений механических, химических и электромагнитных свойств среды в окрестностях очага.

Но еще в 1974 г. Беамонтом и Берджером [10] была предложена идея сравнительно простого и дешевого метода непрерывного мониторинга механических свойств среды в окрестностях очагов землетрясений, основанного на анализе ее отклика на лунно-солнечные приливы. Метод Беамонта-Берджера очень похож на метод вибропросвечивания в том смысле, что и там и здесь исследуется отклик среды на “калиброванное” (точно известной величины) внешнее воздействие. Однако со времени публикации этой работы до настоящего времени это метод практически не использовался. Связано это было с тем, что случаи достаточно длительных приливных наблюдений в необходимой пространственной и временной близости от очага крупного землетрясения представляли редчайшее исключение.

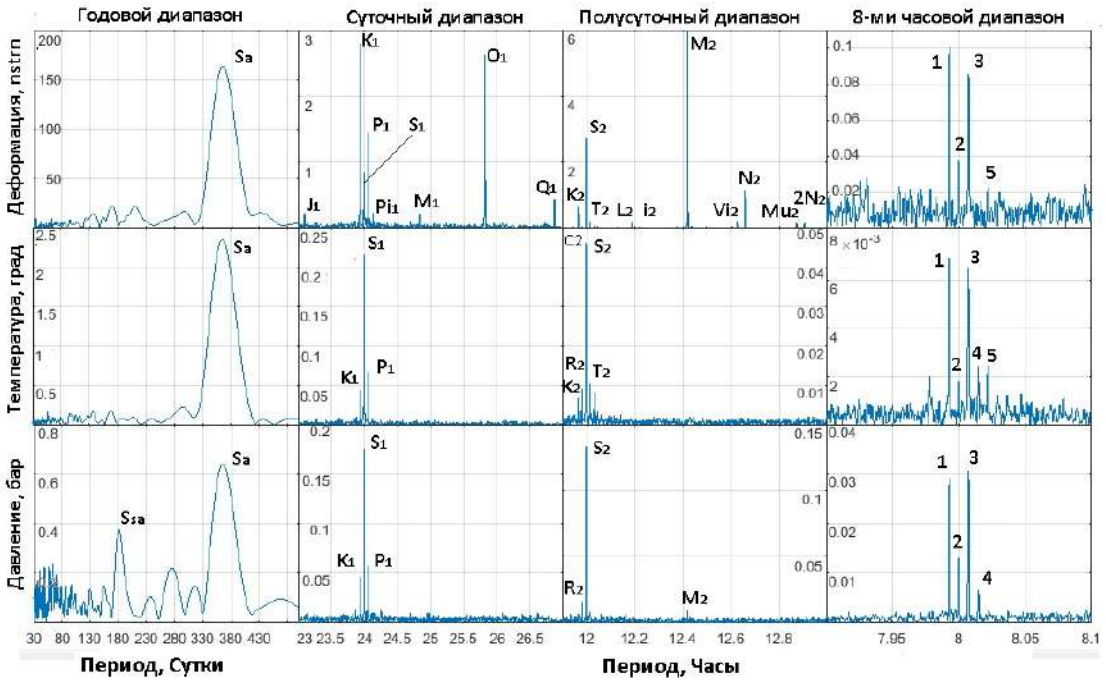


Рис. 2. Верхняя панель: наблюденная деформация в годовом, суточном, полусуточном и 8-ми часовом диапазонах. Средняя и нижняя панели: соответствующие записи температуры и атмосферного давления в соответствующих диапазонах

Всё изменилось буквально в последние 5-10 лет. Благодаря построению всемирной сейсмологической сети GSN (Global Seismographic Network) − непрерывно действующих длиннопериодных сейсмометров (рис. 1), анализ данных которых позволяет получить не только сейсмические, но и достаточно надежные приливные данные. Появились принци-

пиально новые возможности локальных и региональных исследований внутреннего строения Земли, в том числе изменение приливного отклика среды в сейсмоактивных зонах. Общее количество входящих в эту сеть сейсмостанций сейчас составляет около 150; большая их часть расположена в сейсмически активных областях.

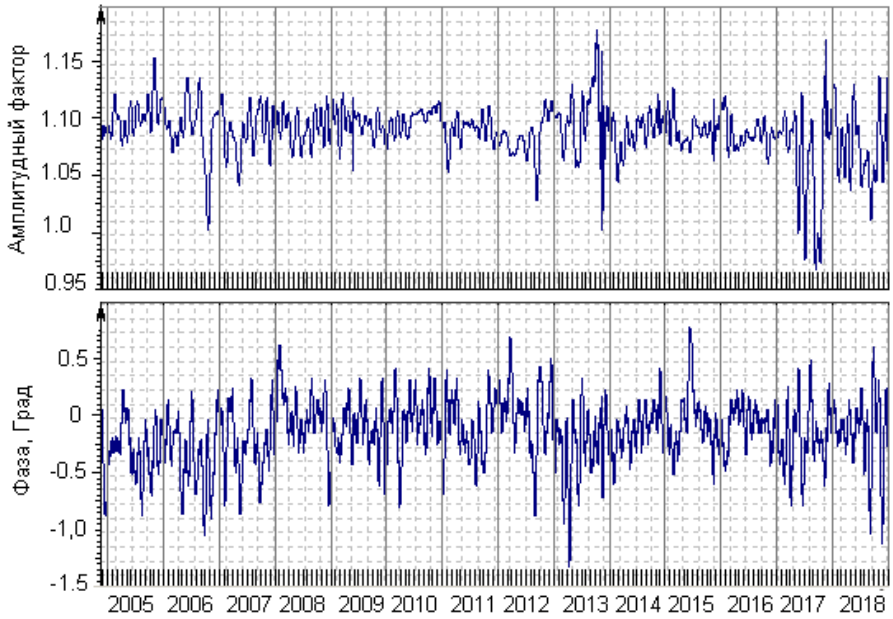


Рис. 3. Вариация приливных параметров волны M_2 в период с 11.11.2004 по 31.12.2018 гг. Верхняя панель: Амплитудный фактор. Нижняя панель: запаздывание по фазе

Измерение параметров лунно-солнечного прилива, а именно, определение амплитуд и фаз приливных изменений земной поверхности, даст информацию о региональных аномалиях механических свойств среды [8]. Как известно, регистрация приливных деформаций и наклонов Земли позволяет получить важную информацию не только о механических параметрах Земли в целом (таких, как значения чисел Лява и Шида, частота и значение параметра добротности близсуточного резонанса жидкого ядра), но и о локальных механических свойствах среды вблизи пунктов наблюдений. Локальные неоднородности модулей упругости оказывают значительное влияние на амплитуды и фазы приливных наклонов и деформаций. Это позволяет сравнительно просто выделять аномальные области (включая разломы земной коры, области, заполненные жидкостью, газом и т.п.), не прибегая к дорогостоящим методам сейсмического вибропросвечивания и томографии. В то же время, приливные деформации полностью определяются взаимным расположением Земли, Луны и Солнца, которое известно весьма точно в любой момент времени. Ввиду этого, теоретические значения всех наблюдаемых величин для исходных базовых (например, сферически симметричных) моделей Земли могут быть найдены практически абсолютно точно. Приливные деформации несут информацию о механических свойствах Земли в диапазоне низкочастотных по сравнению с сейсмическими колебаниями, поэтому

данный метод позволяет получить существенно новую и невосполнимую другими данными информацию.

Солнечно-лунный прилив это совокупность большого количества элементарных гармоник [1] (см. рис. 2). При оценке приливных параметров по данным наблюдений необходимо учесть влияние рельефа местности [2], океаническую нагрузку в точке измерения [6], эффект жидкого ядра Земли [7] и влияние вариаций внешней температуры и атмосферного давления [3, 9]. Влияние последних факторов (метеорологических) наиболее выражено. Мы предлагаем, в качестве прогностического признака, из всей группы приливных волн использовать главную лунную волну M_2. Как видно из рисунка 2 эта волна не подвержена влиянию вариаций температуры и давления. Кроме того она находится далеко от точки близсуточного резонанса жидкого ядра. Таким образом M_2 это самая мощная и наименее зашумленная (отношение сигнал\шум достигает 250 ед.) волна [5]. Как правило, оценки параметров приливных волн производятся с помощью спектрального или гармонического анализа. Но в данном случае, для данной задачи, требуется не общая интегральная оценка параметров всего наблюденного ряда, а именно оценка вариации параметров. Применение скользящего окна ухудшает либо разрешение во времени вариации параметров (увеличение размера окна), либо оценки самих параметров (уменьшение размера окна). Предлагаем выполнять оценку вариаций параметров волны M_2 относительно своего теоретического для данной точки измерения и времени. Из записи прилива и теоретического ряда цифровым полосовым фильтром вырезаем диапазон 12.32 – 12.52 часа. Этот интервал соответствует волне M_2 (но с модуляцией 18.613 лет). Далее сравниваем амплитуду и фазу суточных кусков двух ранее полученных рядов. На рисунке 3 показан график вариации амплитудного фактора и фазы волны M_2 по данным записи деформационного прилива полученного с помощью Баксанского лазерного интерферометра (БС ГАИШ МГУ, п. Нейтрино, КБР) [2, 4 ,5] в период с 11.11.2004 по 31.12.2018 годы. На примере Баксанских данных показан вариант обработки прилива, который, по нашему мнению, наиболее удачный в случае работы с данными сети GSN.

Таким образом, анализ современных данных, на современном этапе, позволяет проводить непрерывный мониторинг изменений модулей упругости во времени почти для любого готовящегося катастрофического землетрясения.

Литература

1. Мельхиор П. Земные приливы. М., «Мир»,1968, 490 с.

2. Милюков В.К., Мясников А.В. Долговременные наблюдения литосферных деформаций Баксанским лазерным интерферометром в условиях подземного размещения // Измерительная техника. 2012. № 1. С. 32-35.

3. Милюков В.К., Мясников А.В. Влияние термоупругих и барических процессов на измерения литосферных деформаций Баксанским лазерным интерферометром // Измерительная техника. 2012. №1. С. 44-47.

4. Милюков В.К., Клячко Б.С., Мясников А.В., Стриганов П.С., Янин А.Ф., Власов А.Н. Лазерный интерферометр-деформограф для мониторинга движений земной коры // Приборы и техника эксперимента. 2005. № 6. С. 87-103.

5. Милюков В. К., Копаев А.В., Лагуткина А.В., Миронов А.П., Мясников А.В. Наблюдения приливных деформаций земной коры в Приэльбрусье // Физика Земли. 2007. № 11. С. 21-29.

6. Милюков В.К., Аморусо А., Кресчентини Л., Миронов А.П., Мясников А.В., Лагуткина А.В. Океаническая нагрузка и локальные возмущения на деформационных станциях Баксан (Россия) и Гран-Сассо (Италия) // Физика Земли. 2018. № 2. С. 151-163.

7. Милюков В.К., Аморусо А., Кресчетини Л., Миронов А.П., Мясников А.В., Лагуткина А.В.Оценка параметров резонанса жидкого ядра Земли на основе многолетних наблюдений деформаций литосферы в суточном приливном диапазоне //Физика Земли. 2019. № 3. С. 1-10.

8. Молоденский Д.С. Изменение приливного отклика среды перед сильными землетрясениями». «Сейсмические приборы». 2010. Т.46. №4. С. 57-64.

9. Мясников А.В. О проблеме учета влияния метеорологических факторов на большие прецизионные системы на примере Баксанского большебазового лазерного интерферометра // Сейсмические приборы. 2019. Т. 55. № 2. С. 27-38.

10. Beaumont C., Berger J. Earthquake prediction: modification of the earth tide tilts and strains by dilatancy. Geophys.J.Roy.astr.Soc. 1974. V. 39, No 1, P. 111-122.

УДК 550.34

О СЛОЖНОЙ ПРИРОДЕ НАКОПЛЕНИЯ НАПРЯЖЕНИЙ В ЗОНЕ КОЛЛИЗИИ ПОДГОТОВКИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Оганесян С.М., Геодакян Э.Г., Саакян Б.В.

ИГИС НАН РА, Гюмри, Армения

Известно, что, несмотря на современный технический и технологический прогресс, расширение сетей по регистрации сейсмической активности и огромный объем накопленных данных о феноменологических закономерностях землетрясений, это явление остается одним из наиболее катастрофических и недостаточно прогнозируемых природных катаклизмов. Значимость исследования природы землетрясений возрастает в связи с ростом заселенности окрестностей крупных активных разломов [46].

В начале 80-х годов прошлого столетия в США, СССР и Японии начали осуществляться эксперименты по развитию методов прогноза. Предполагалось, что наблюдения позволят выявить особенности деформационного режима и сопутствующих ему физических полей в различные периоды формирования очаговой области.

В целом комплексное изучение сейсмического режима и деформаций выполнявшееся на различных геодинамических полигонах (Паркфилд, Гарм, Талгар) показало, что вероятны разные сценарии подготовки очага землетрясений и, по-видимому, невозможно выделить один или несколько прогностических признаков, которые бы достоверно регистрировались при подготовке землетрясений в различных районах нашей планеты. Замечаемые отдельными исследователями на примере нескольких землетрясений аномальные (предвестниковые) изменения какого-либо геофизического, геодезического или сейсмологического параметра при увеличении наблюдений и числа анализируемых землетрясений начинали проявляться нерегулярно [37, 47]. На данный момент успешных прогнозов крупных землетрясений, выданных за последние 60-70 лет – единицы [10, 19-22], тогда как сильные землетрясения, способные вызвать обширные разрушения, случаются на планете примерно раз в две недели.

Отрицательный результат относительно прогноза позволил прийти к пониманию того, что наши представления о механизме генерации землетрясений достаточно далеки от реального природного процесса и необходимо вернуться к переосмыслению первопричины появления землетрясения – механизмам деформирования больших массивов горных пород.

Согласно работе [17, 36] землетрясения необходимо рассматривать как систему, которая является частью более крупной системы – геодинамических процессов. Изучение этого природного явления требует системного подхода для выявления наиболее важных причинно-следственных связей. На рисунке 1 представлена структура комплексных исследований землетрясений по И.Г. Киссину.

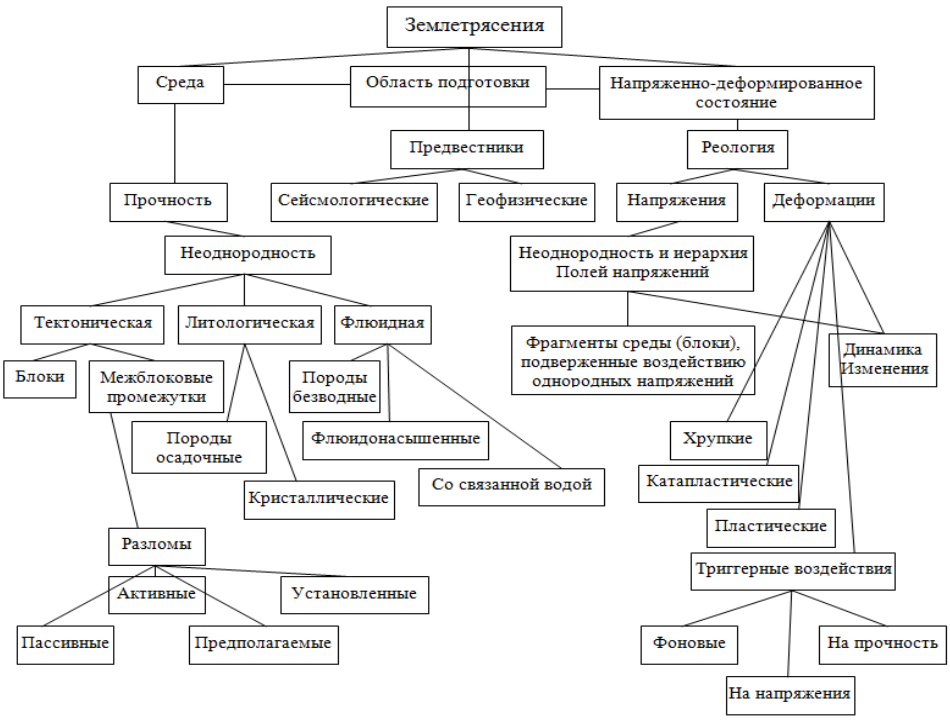


Рис.1. Структура исследований землетрясений [17]

Геосреда обладает ярко выраженной неоднородностью, которая определяется тремя факторами: литологическим, тектоническим и флюидным [17, 36, 47]. Литологическая неоднородность среды обусловливает резкое различие в механических и прочностных свойствах пород, расположенных в области формирующегося очага, которое может доходить до 2–3 порядков по величине (например, для модуля Юнга). Поэтому сейсмический процесс и его подготовка будет иметь свои особенности для очагов, расположенных в глубоких частях мощного осадочного покрова по сравнению с очагами, расположенными в консолидированной коре, представленной кристаллическими породами.

Большинство существующих моделей очага землетрясения являются развитием двух противоположных представлений о процессе формирования очага землетрясений, которые берут свое начало от работ Г.Ф. Рейда и Ч.Ф. Рихтера. Согласно Г.Ф. Рейду [50], земная кора находится в непрерывном перемещении и подготовка землетрясения начинается с возникновения некоторого препятствия этому перемещению. Препятствие, как правило, представляет собой зону жесткого зацепления на берегах разлома, вызывающую резкий рост напряжений в локальной пространственной области (накопление упругой энергии). В некоторый момент времени, когда уровень напряжений достигает предела прочности [45] или количество запасенной потенциальной энергии достигает критического значения [7], происходит разрушение препятствия с образованием сдвигового разлома, представляющего собой очаг землетрясения [41]. Таким образом, потенциальными очагами землетрясения по Рейду являются локализованные в пространстве области повышенных напряжений, близких

к пределу прочности породы. Согласно же Рихтеру [33], до землетрясения распределение деформаций и напряжений по пространству является однородным, а появление землетрясения связывается с возникновением, по тем или иным причинам, локализованной зоны пониженной прочности, которая также характеризуется пониженным уровнем девиаторных напряжений [28].

Класс моделей подготовки очага землетрясения, базирующихся на подходах механики деформируемого твердого тела, является наиболее малочисленным. Это связано с недостатком знаний о физико-механических процессах, протекающих в массивах горных пород на километровых глубинах, невозможностью проведения «натурных» экспериментов, полноценного верифицирования и идентифицирования разрабатываемых моделей. Поэтому базой для построения подобных моделей являются результаты лабораторных исследований широкого спектра горных пород при различных видах нагружения, без или в присутствии флюида (так же, как в случае создания качественных описательных моделей) [37]. Несмотря на все существующие сложности, необходимость создания моделей подобного рода очевидна, и связана она с необходимостью объяснения причинно-следственных связей между наблюдаемыми аномалиями в физических полях и процессами деформирования локальных объемов горных пород, вызывающих появление землетрясения. Именно понимание этих причинно-следственных связей и механизмов, за ними стоящих, позволит совершенно на другом уровне подойти к вопросу прогноза. В рамках данного класса моделей необходимо обратить внимание на две различные по логике построения модели. Это модель консолидации И.П.Добровольского [13] и реологическая модель В.П. Мясникова, В.А. Ляховского [48, 49]. В модели консолидации процесс подготовки землетрясения состоит из двух стадий (рис. 2): подготовки землетрясения и стадии следования афтершоков.

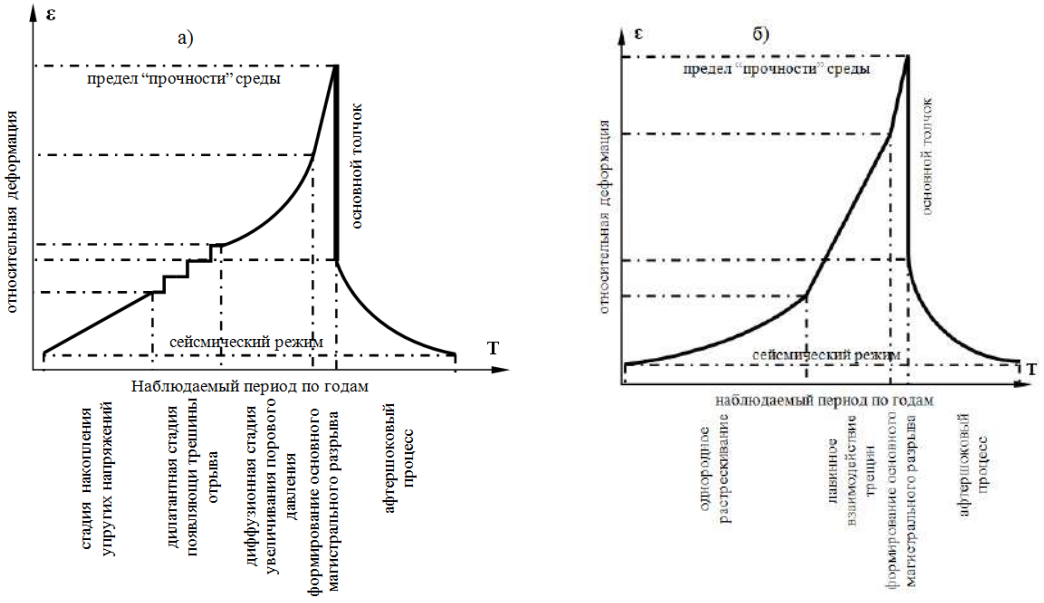


Рис.2. Процесс подготовки очага землетрясения по моделям дилатантно-диффузионного (ДД) а/ и лавинно-неустойчивого трещинообразования (ЛНТ) б/

Согласно И.П. Добровольскому, стадия асейсмического состояния сменяется фазой консолидации, на которой два блока (отдельности) входят в относительно прочное зацепление, образуя консолидированную область или неоднородность, осредненные свойства которой отличаются от аналогичных ее свойств до зацепления. Неоднородность (консолидированная область) развивается, к ней могут присоединяться соседние блоки, изменяется ее физическое состояние, происходит сложное перераспределение напряжений внутри и вне неоднородности. Наконец, начинается распад неоднородности путем быстрых пластических подвижек, форшоков, магистрального разрыва и афтершоков, которые приводят среду вновь в асейсмичное состояние. Модель консолидации полностью опирается на идею Рейда о процессе подготовки землетрясения, но в отличие от других моделей имеет развитый механико-математический аппарат, который позволил провести численные расчеты различных предвестников (деформационных, гидродинамических, электромагнитных, гравиметрических) [11-13]. В рамках приближения дальнего поля рассматривается статическая задача о возмущении напряженно-деформационного состояния (НДС) нагруженной на бесконечности касательными напряжениями упругой полуплоскости шаровой неоднородностью упругих свойств. Область подготовки будущего очага (неоднородность) отличается от вмещающих ее пород только модулем сдвига (рис. 3). На основе известного решения задачи Эшелби о шаровой неоднородности в упругом полупространстве [44] в рамках модели консолидации получены аналитические выражения для компонент вектора перемещений и тензора деформаций. Далее полученные решения используются для прямых расчетов предвестниковых возмущений.

Приведенные рассуждения показывают, что в существующих моделях, использующих подходы механики деформируемого твердого тела и направленных на описание процесса подготовки тектонического землетрясения, в полной мере не учитывается ни структура разломных зон, ни нелинейный характер их поведения в поле приложенных напряжений.

Только в последние несколько лет для описания процесса формирования очага землетрясения стали использоваться подходы, основанные на концепции геосреды как не-

равновесной критической системы [23, 39, 40]. Согласно этой концепции, с приближением момента сильного землетрясения характеристики индивидуального поведения структурных элементов геосреды становятся менее существенными, в отличие от коллективных эффектов, охватывающих все пространственно-временные масштабы системы. Под структурными элементами понимаются дефекты геосреды того или иного масштабного уровня – поверхности механического нарушения сплошности, образующиеся в геосреде как в деформируемом твердом теле под действием внешних сил (трещины, разломы, границы блоков и т.д.). Наличие пространственно-иерархической структуры дефектов литосферы определяет существенную неоднородность полей напряжения того или иного масштаба, а как следствие, влияет и на способ диссипации накопленной горными массивами упругой энергии (хрупкое крупномасштабное разрушение, катакластическое течение или локализованное пластическое течение). Следствием иерархического (блочно-иерархического) строения геосреды является самоподобный (автомодельный) характер развития процессов деформирования и разрушения на каждом из пространственных масштабов, проявляющийся в виде ряда масштабно-инвариантных закономерностей:

– закона Гуттенберга–Рихтера и Омори для сейсмических событий и сигналов акустической эмиссии [33];

– универсального принципа фрактальной делимости твердых тел и сред [23, 35, 36];

– разломо-блоковой делимости литосферы [43];

– степенного распределения трещин в деформируемом материале по размерам [4].

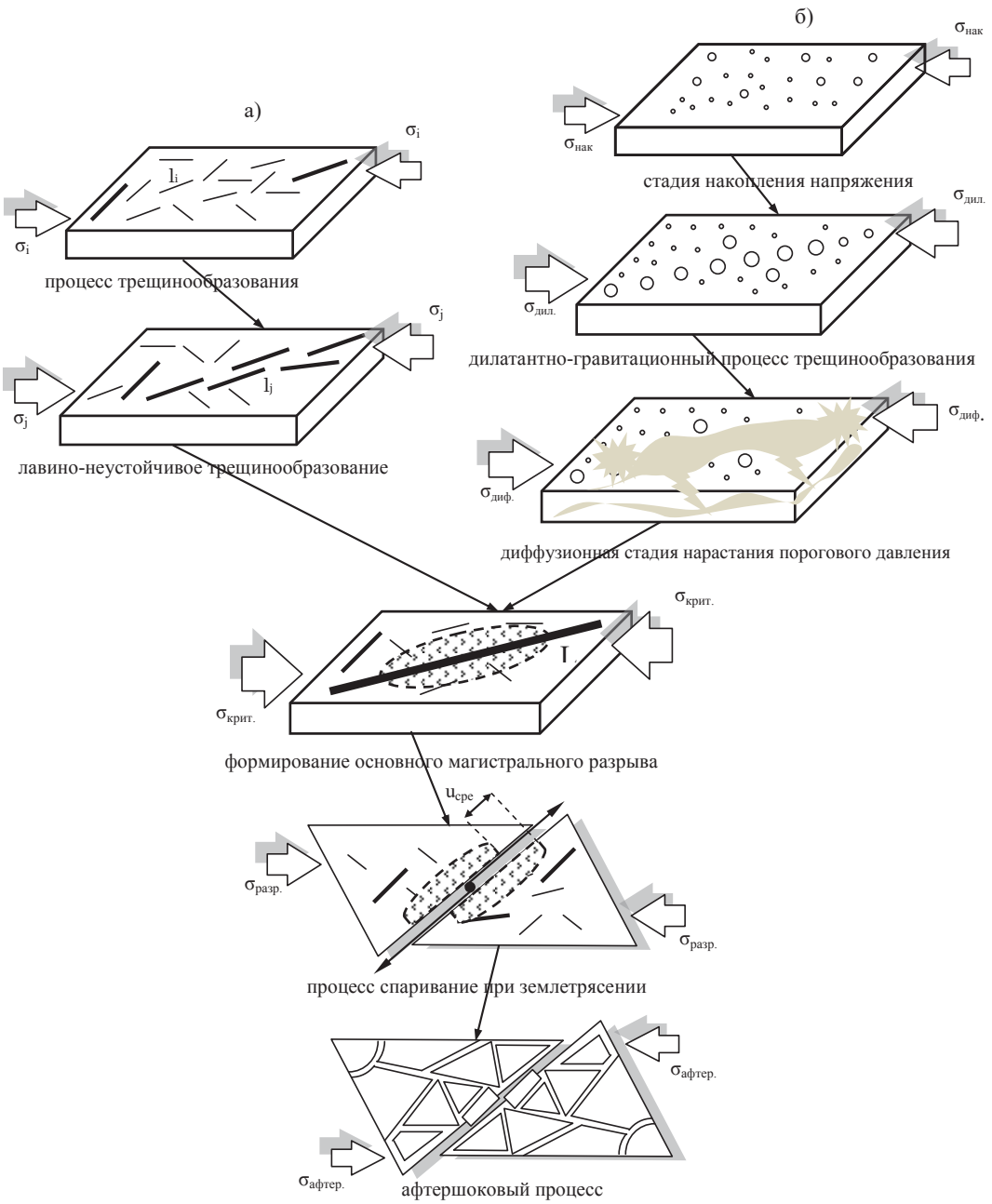


Рис.3. Этапы подготовки тектонического землетрясения по моделям лавинно-неустойчивого трещинообразования (ЛНТ) а/ и дилатантно-диффузионная (ДД) б/

Особое внимание обратим на то, что предельное напряжение, требуемое для начала формирования очага макроскопического хрупкого разрушения, меньше, нежели для реализации локализованного катакластического течения [14]. Поэтому высокий уровень локальных напряжений не является индикатором и необходимым условием начала хрупкого разрушения. Этот вывод согласуется с последними результатами по тектонофизической реконструкции природных напряжений в ряде районов крупных землетрясений, выполненной методом катакластического анализа разрывных смещений, активно развивающегося коллективом Ю.Л. Ребецкого [28-32].

Новая физика предлагала новые методы исследователям неравновесных природных процессов. Фактически детерминистические подходы, характерные для классической физики, заменялись статистическими. Эволюция неравновесных систем не описывается детерминистическими уравнениями или параметрическими поправками к законам классической физики, она реализуется через последовательность бифуркаций, превращая развитие неравновесных систем в необратимый процесс. Это приводит к кажущемуся парадоксу, – свойства одной и той же системы в равновесии и неравновесности могут быть совершенно различны. На самом деле, этот парадокс разрешается достаточно просто: свойства равновесной системы определяются нулевыми флуктуациями параметров (или, по крайней мере, – пренебрежимо малыми флуктуациями), тогда как в неравновесном состоянии свойства системы начинают определяться неограниченным ростом флуктуаций. Именно флуктуации приводят к самоорганизации системы и образованию диссипативных структур. Точно так же свойства равновесной системы никак не связаны с диссипацией энергии, тогда как в неравновесном состоянии свойства той же системы начинают зависеть не только от самого факта диссипации, но также и от механизма диссипации. Законы эволюции системы радикально меняются. Иными словами адекватно моделировать поведение неравновесной системы решениями краевых задач, моделирующих свойства этой же системы в равновесии, невозможно в принципе. Понимание этого факта геофизиками, привыкшими описывать деформации твердых сред уравнениями теории упругости и продолжавшими применять методы равновесной физики для изучения неравновесных систем (например, очагов готовящихся землетрясений), не могло произойти мгновенно. Методы неравновесной физики, начиная с 1990-х годов, стали интенсивно проникать в геофизику.

Замечание 1. Масштабная инвариантность − фундаментальное свойство неравновесного процесса разрушения горных пород − не находила объяснения в рамках классической физики, но постоянно проявлялась в результатах экспериментальных исследований процесса разрушения. Одним из первых на это обратил внимание академик М.А. Садовский [35, 36].

Научные интересы авторов статьи в области сейсмологии постоянно сталкиваются с вопросами подготовки тектонического землетрясения, процессами разрывообразования и разрядки (затухания) афтершоковой активности. Поэтому авторы периодически возвращаются к вопросу об очаге землетрясения.

Известно, что твердое тело при деформации запасается разной энергией. Для землетрясения важной является упругая часть запасенной энергии. Общепринято, что имен-

но она провоцирует макроскопические сдвиги и “встряхивание” участков земной коры в окрестности очага землетрясения. Однако ключевым остается вопрос, в котором заключена вся интрига землетрясения, почему при огромном изобилии механизмов и каналов релаксации энергии, вносимой деформацией (через генерацию дефектов и вакансий, дислокаций, микро – и макроскопических трещин и т.д.), все-таки “деформационная” накачка энергии превосходит утечку, сброс энергии [5].

Первоначально работы авторов [25, 26] фактически основывались на модели очага землетрясений Рейда [50]. Однако проведенные работы за последние годы привели к мысли о необходимости объединения (одновременного) рассмотрения моделей Рейда и Рихтера [24, 26, 34, 51].

Это связано с тем, что процесс подготовки тектонических землетрясений в данной области земной коры состоит, по мнению авторов, из двух взаимосвязанных процессов: общепринятого деформационного (модель Рейда) и недеформационного накопления энергии за счет возникновения некоторых дополнительных полей при внешнем воздействии (модель Рихтера).

Особо отметим, что в модели Рихтера эти дополнительные поля в зоне разрыва (на нодальных плоскостях) имеют существенно высокую концентрацию по отношению к области подготовки тектонического землетрясения.

В работах [8, 9, 37] рассматриваются следующие общепринятые возникающие дополнительные поля: электрические, магнитные, и электромагнитные поля, флюидные перемещения. Однако в работе предлагается в качестве дополнительного поля использовать гравитационно-инерционную накачку энергии [15, 4]. В работах [25, 26] впервые было показано, что при трехстороннем квазистатическом изгибе прямоугольного параллелепипеда происходят два взаимосвязанных физических процесса:

1) в трех формирующих нодальных плоскостях возникают соответствующие слои двойных сил с моментом (связанная пара силы и момента) [6, 16, 18];

2) в восьми объемах, индуцируемых нодальными плоскостями «микро» параллелепипедов, возникают внутренние объемные силы, которые противодействуют (балансируют) внешним воздействиям.

В работе [24] показано, что эти объемные силы имеют недеформационную гравитационно-инерционную природу и создаются так названными «гравитационными зарядами (гравитационными монополями)».

Замечание 2. По-видимому, впервые идея о гравитационно-инерционной природе тектонического землетрясения высказана в работах Барковского [1-3].

По мнению авторов статьи хаотическое квазистатическое существенное накопление связанных пар сила-момент и гравитационных зарядов (гравитационных монополей) постепенно начинают объединятся в определенную группу и приобретать некоторый порядок, наподобие принятого в необратимых неравновесных системах процесса самоорганизации [27]. После достижения «критического уровня» самоорганизации начинается разрушительный процесс тектонического землетрясения по модели ДД, ЛНТ и консолидационного.

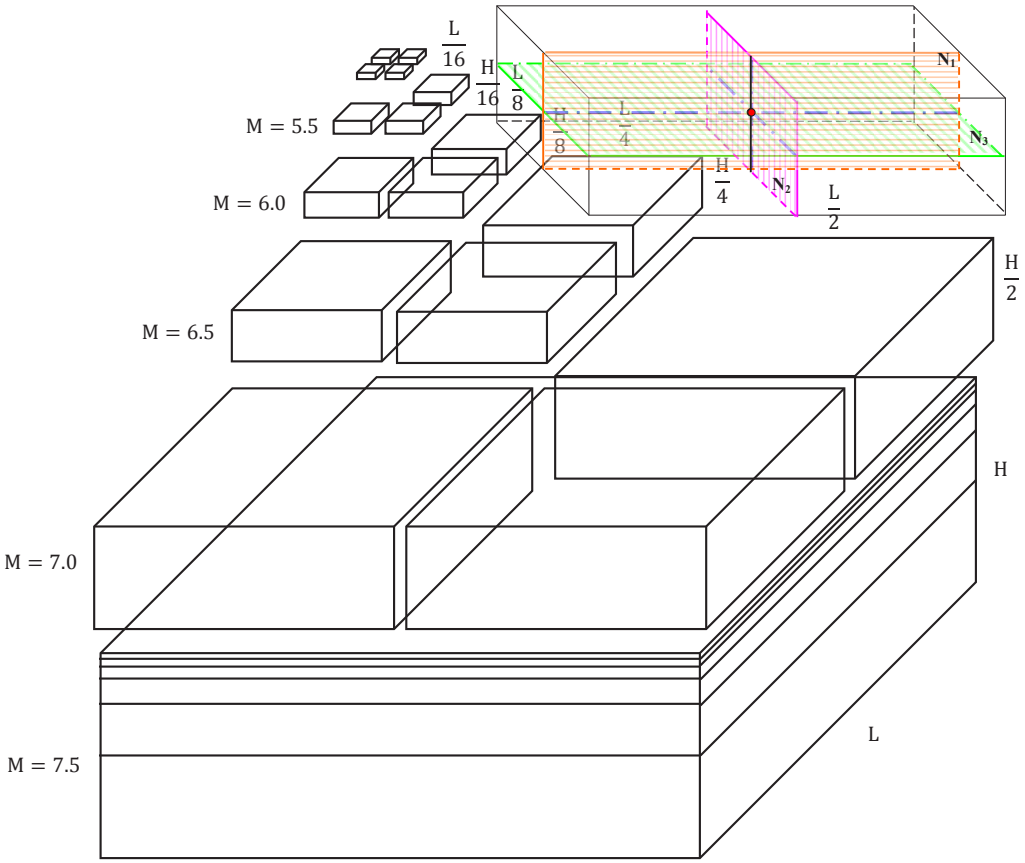


Рис. 4.Фрактальность геологической среды

На рис. 4 показано, что пересечение трех взаимно перпендикулярных нодальных плоскостей совпадает с гипоцентром тектонического землетрясения, а горизонтальная нодальная плоскость фактически совпадает с так называемыми сейсмоактивными слоями.

Действительно, рассмотрим трехмерный параллелепипед, который имеет вертикальную грань уходящую на глубину 40-45 км от поверхности Земли. Эти глубины совпадают с оценкой границы поверхности Мохоровичича для территории Армении. Основываясь на фрактальности геологического строения среды и изгибно-сдвиговую модель подготовки тектонического землереясения, горизонтальные нодальные плоскости будут располагаться соответственно на глубинах 20-23 км, 10-12 км и 5-6 км. Как показано в работе [34] эти глубины для территории Северной Армении совпадают с сейсмогенными слоями.

В заключение отметим, что предложенный в работе гравитационно-инерционный подход открывает принципиально новый путь к изучению процесса подготовки тектонического землетрясения. Перспективность данного подхода подтверждают практически зафиксированные гравитационные аномалии при сильных землетрясениях, отмеченные в работах [12, 38, 42].

Литература

1. Барковский Е.В. Геофизическая причина взрывов на Чернобыльской АЭС, в Сасово и других регионах Восточно-Европейской платформы // ЖРФРМ. 2002. №1-12. С. 4-10.

2. Барковский Е.В. Грави-инерциальная геофизическая система ГГС // ЖРФРМ. 2003. №1-12. С. 17-25.

3. Барковский Е.В. Когда камни падают в небо (О геофизических концепциях вообще, землетрясениях – в частности, краткосрочных прогнозах и предвестниках – между прочим, а также сейсмостойкости жилищ и сооружений) // ЖРФРМ. 2003. №1-12. С. 7-16.

4. Ботвина Л.Р., Баренблатт Г.И. Автомодельность накопления повреждаемости // Проблемы прочности. 1985. №12. С. 17-24.

5. Бучаченко А.Л. Магнитопластичность и физика землетрясений. Можно ли предотвратить катастрофу? // УФН. 2014. Т. 184, №1. С. 101-108.

6. Введенская А.В. Сейсмодинамика. М.: Наука, 1984. 144 с.

7. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 535 с.

8. Гохберг М.Б., Филипенко В.А., Покотелов О.А. Сейсмоэлектромагнитные явления. М.: Наука, 1988. 174 с.

9. Гульельми А.В., Левшенко В.Т. Вопросы теории сйсмоэлектромагнитных сигналов. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 12 с.

10. Дещеревский А.В., Лукк А.А., Сидорин А.Я. Флуктуация геофизических полей и прогноз землетрясений // Физика Земли. 2003. № 4. С. 3-20.

11. Добровольский И.П. Гидродинамические явления // Физика Земли. 2005. № 1. С. 89-96.

12. Добровольский И.П. Гравитационные предвестники тектонического землетрясения // Физика Земли. 2005. № 4. С. 23-28.

13. Добровольский И.П. Математическая теория подготовки и прогноза тектонического землетрясения. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2009. 240 с.

14. Журков С.Н. Кинетическая концепция прочности твердых тел // Вестник АН СССР. 1968. Вып. 3. С. 46-52.

15. Иосифьян А.Г. Вопросы единой теории электромагнитного и гравитационно-инерциального полей. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1959. 31 с.

16. Кейлис-Борок В.И., Гоцадзе О.Д., Кириллова и др. Исследование механизма землетрясений // Труды геофизического института. М.: Изд-во АН СССР, 1957. №40 (167). 148 с.

17. Киссин И.Г. О системном подходе к проблеме прогноза землетрясений // Физика Земли. 2013. № 4. С. 145-160.

18. Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 176 с.

19. Левин Б.В., Сасорова Е.В., Ким Ч.У., Коровин М.Е., Малашенко А.Е., Савочкин П.В., Тихонов И.Н. Землетрясение 17(18) августа 2006 г. на Сахалине и первая реализация комплексного прогноза // ДАН. 2007. Т. 412, № 3.С. 396-400.

20. Леонов М.Г. Зоны концентрированной деформации и внутриплитная делимость

земной коры и литосферы // Тез. докл. Пятого Междунар. симпозиума «Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов», Бишкек, 19–24 июня 2011 г. Бишкек, 2011. С. 214.

21. Любушин А.А. Анализ микросейсмического шума дал возможность оценить магнитуду, время и место сейсмической катастрофы в Японии 11 марта 2011 г. // Наука и технологические разработки. 2011. Т. 90. № 1. С. 3-12.

22. Любушин А.А. Сейсмическая катастрофа в Японии 11 марта 2011 г.: долгосрочный прогноз по низкочастотным микросейсмам // Геофизические приборы и биосфера. 2011. Т. 10, № 1. С. 9-35.

23. Макаров П.В. Математическая теория эволюции нагружаемых твердых тел и сред // Физическая мезомеханика. 2008. Т. 11. №3. С. 19-35.

24. Оганесян С.М. Масса тела не является источником гравитационного заряда, а является его носителем // См. наст. сборник.

25. Оганесян С.М., Геодакян Э.Г., Карапетян Дж.К., Мурадян А.Р., Саакян Б.В., Оганесян А.С. Трехсторонний квазистатический изгиб прямоугольного параллелепипеда, как модель подготовки очага тектонического землетрясения // Труды VIII Международной конференции Проблемы динамики взаимодействия деформируемых сред, сентябрь 22-26, 2014г, Горис-Степанакерт. Ереван 2014. С. 330-334.

26. Оганесян С.М., Геодакян Э.Г., Карапетян Дж.К., Саакян Б.В., Андикян М.А. К вопросу о возникновении сдвиговой подвижки по изгибной модели подготовки тектонического землетрясения // В кн. Современные задачи геофизики, инженерной сейсмологии и сейсмостойкого строительства. Сб. науч. трудов II международной научной конф. молодых ученых, Цахкадзор-2015-Ереван: Изд. «Гитутюн» НАН РА, 2016. С. 260-265.

27. Пригожин И. Введение в термодинамику необратимых процессов. М.: ИЛ, 1960.

28. Ребецкий Ю.Л. Новые данные о природных напряжениях в области подготовки сильного землетрясения. Модель очага землетрясения // Геофизический журнал. 2007. Т 29. № 6. С. 96-115.

29. Ребецкий Ю.Л. Оценка величин напряжений в методе катакластического анализа разрывов // ДАН. –2009. Т. 428 № 3. С. 397-402.

30. Ребецкий Ю.Л. Тектоничекие напряжения и прочность горных массивов. М.: Наука, 2007. 406 с.

31. Ребецкий Ю.Л. Состояние и проблемы теории прогноза землетрясений. Анализ основ с позиции детерминированного подхода // Геофизический журнал. 2007. Т. 29. № 4. С. 92-110.

32. Ребецкий Ю.Л. Третий и четвертый этапы реконструкции напряжений в методе катакластического анализа сдвиговых разрывов // Геофизический журнал. 2009. Т. 31. № 2. С. 93-106.

33. Рихтер Ч.Ф. Элементарная сейсмология. М.: Иностр. лит., 1963. 670 с.

34. Саакян Б.В. Сейсмическое отражение сложных геодинамических процессов в орогенах Большого и Малого Кавказа.//Геология и геофизика Юга России, № 2, 2018. С. 90-98.

35. Садовский М.А. Автомодельность геодинамических процессов // Вестн. АН СССР. 1986. № 8. С. 3-11.

36. Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991. 96 с.

37. Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 313 с.

38. Старостенко В.И., Гейко А.В., Кендзера А.В., Цветкова Т.А., Бугаенко И.В., Вербицкий С.Т. Катастрофическое землетрясение 26 декабря 2004 г. у берегов Суматры: причины, последствия и уроки // Геофизический журнал. 2005. Т. 27, №6. С. 940-961.

39. Тюпкин Ю.С. Динамика формирования потенциального очага землетрясения // Физика Земли. 2004. № 3. С. 26-33.

40. Тюпкин Ю.С. Формирование потенциального очага землетрясения: аналогия с фазовым переходом // Вычислительная сейсмология. 2004. № 35. С. 296-311.

41. Уломов В.И., Мавашев Б.З. О предвестниках сильного тектонического землетрясения // ДАН СССР. 1967. Т. 176. № 2. С. 319-323.

42. Хаин Е.В., Халилов Э.Н. Гравитационные эффекты перед сильными удаленными землетрясениями. Вестник международной академии наук (русская секция). 2007. №2. С. 45-52.

43. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Черемных А.В. Деструктивные зоны и разломно-блоковые структуры Центральной Азии // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18, № 2. С. 41-53.

44. Эшелби Дж. Континуальная теория дислокаций. М.: ИЛ, 1963. 248 с.

45. Benioff H. Earthquakes and rock creep. T. 1; Creep characteristics of rocks and the origin of aftershocks // Bull. Seismol. Soc. America. 1951. Vol. 41. № 1. P. 31-40.

46. Kagan Y.Y. Observational evidence for earthquakes as nonlinear dynamic process // Physica D. 1994. –Vol. 77. № 4. P. 160-192.

47. Kissin I.G. Middle- and short-term precursors of earthquakes and their factors determining reliability // Journal of earthquake prediction research. 1997. Vol. 6. № 3. P. 367-386.

48. Lyakhovsky V.A., Ben-Zion Y., Agnon A. Distributed damage, faulting, and friction // J. Geophys. Res. –1997. Vol. 102. P. 27635-27649.

49. Lyakhovsky V.A., Myasnikov V.P. On behavior of viscoelastic cracked solid // Phys. Solid Earth. –1985. –Vol. 4. P. 28-35.

50. Reid H.F. The California Earthquake of April 16 1906 // Vol. 2. The Mechanics of the Earthquakes. The Carnegie Inst. Washington, 1910.

51. Mkrtchyan M.A., Geodakyan E.G. Aftershock process and discharge of seismotectonic stresses in the focal zone of Spitak earthquake. // Thirty years after the Spitak Earthquake: Experience and Perspectives" International Conference, Yerevan, Armenia-2018, P.20-21..

УДК 553.067

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КУРКУЖИНСКОЙ ПЛОЩАДИ КАБАРДИНО-БАЛКАРСКОЙ РЕСПУБЛИКИ

Рыбин И.В.

ФИЦ ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону, Россия

ГФИ ВНЦ РАН, Владикавказ, Россия

Куркужинская площадь расположена в Баксанском, Чегемском, Зольском и Эльбрусском административных районах Кабардино-Балкарской республики с административными центрами г. Баксан, г. Чегем, с. Залукокоаже и г. Тырныауз, соответственно (рис.1). Данный объект условно разделен на две площади.

Первая из них, Куркужин-Заюково-Нижнечегемская площадь размером 1115 км^2, располагается в пределах листа К-38-II. Она расположена на северо-восточных склонах Пастбищного хребта, к северо-востоку переходящего в наклонную Кабардинскую равнину. Площадь объединяет несколько крупных участков в полосе развития вулканогенных пород в междуречье р.р. Нальчик-Куркужин. Эти участки представлены значительными запасами и ресурсами перлитового сырья и находятся в наиболее выгодных геолого-экономических и горнотехнических условиях для их промышленного освоения.

Вторая площадь (участка Верхнечегемского вулканогенного массива), расположенная особняком в верхнем течении р. Чегем, находится в пределах листа К-38-VIII и характеризуется высокогорным, резко расчлененным рельефом с абсолютными отметками до 3775 м (г. Кумтюбе) и относительными превышениями водоразделов над долинами до 1800−2000 м. Площадь участка составляет 195 км^2. С точки зрения направлений предлагаемых работ эта площадь изучена крайне слабо, однако имеющиеся сведения по петрографо-минералогическим особенностям вулканогенных толщ этой площади позволяют отнести ее к перспективным.

По данным последних геологических съемок ГДП 200 [3] в строении рассматриваемой площади участвуют три структурных этажа: доюрский (Центрально-Кавказская тектоническая зона), киммерийский и альпийский (складчато-глыбовое сооружение Большого Кавказа).

Доюрские образования имеют сложное тектоническое строение, принадлежат Скифской эпигерцинской плите, а в рамках последней − Центрально-Кавказской тектонической зоне (террейну).

Киммерийский и альпийский структурные этажи участвуют в строении складчато-глыбового сооружения Большого Кавказа. На рассматриваемой площади оно представлено небольшим фрагментом складчато-глыбового поднятия Главного хребта и восточным замыканием Северо-Кавказского краевого массива. В состав последнего входят Лабино-Малкинская зона прерывистой складчатости, Северо-Кавказская моноклиналь, и Минераловодский выступ. Структура складчато-глыбового поднятия на уровне данных этажей не расшифровывается, так как осадочный чехол здесь полностью эродирован.

Альпийский структурный этаж, который имеет развитие в пределах Северо-Кавказской моноклинали представлен келловей-эоценовым карбонатным, карбонатно-терригенным СВК моноклинали Скалистого хребта и неоген-четвертичным вулканическим СВК образующими соответственно ранне- и позднеальпийские структурные подэтажи.

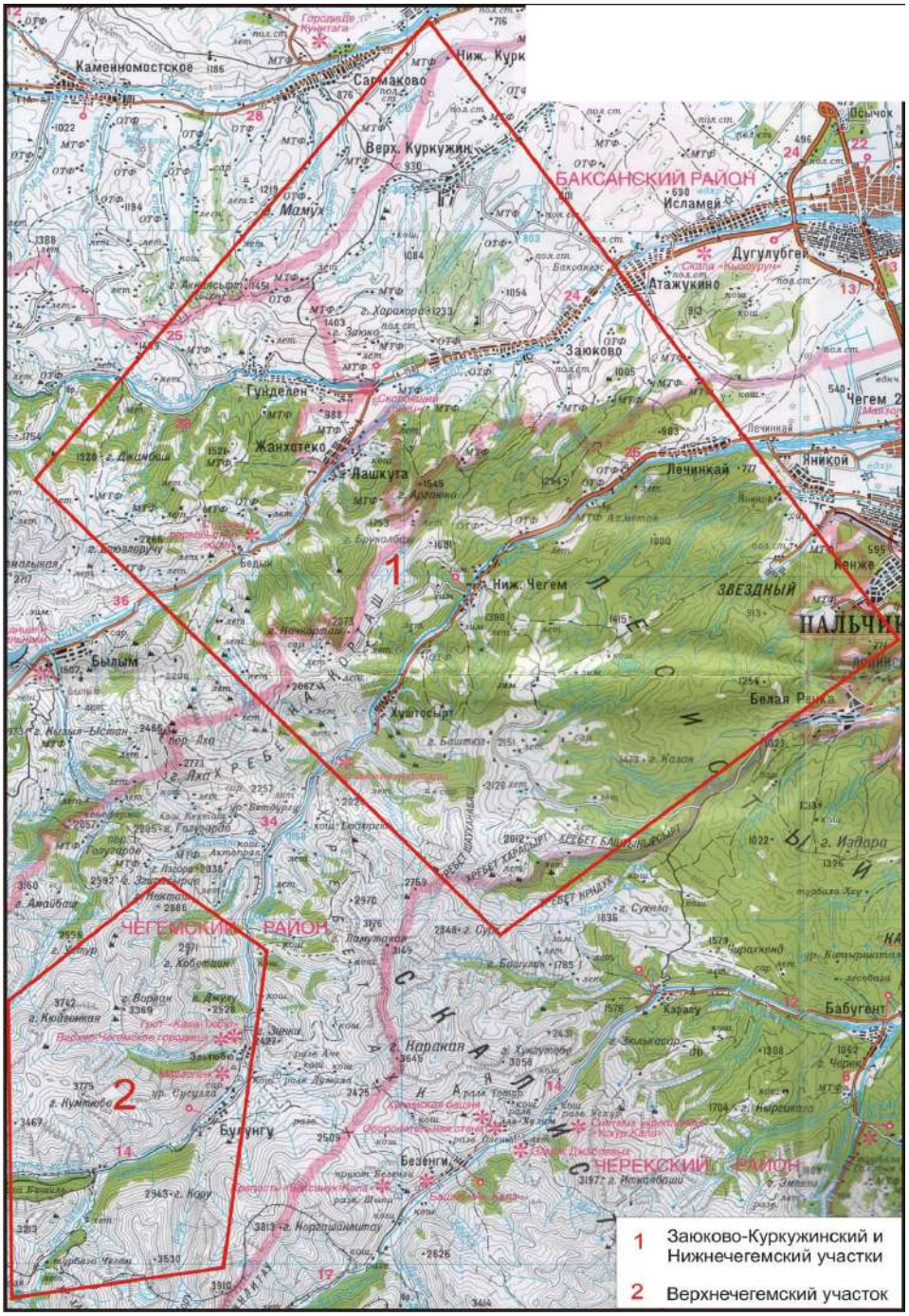


Рис. 1. Обзорная схема расположения Куркужинской площади

Северо-Кавказская моноклиналь является естественным северо-восточным ограничением Северо-Кавказского краевого массива. К юго-востоку она сменяется моноклиналью зоны Скалистого хребта. Упомянутая моноклиналь на изучаемой площади является составной частью Нальчикской и Лысогорской флексур. Последние являются отражением в чехле Армавиро-Невинномысского и Лысогорского разломов соответственно, а совместно они образуют Центрально-Кавказскую и Лысогорскую складчато-разрывные зоны. Флексуры выступают в качестве соединительного крыла между орогеном Большого Кавказа и Терско-Каспийским краевым прогибом. Юго-западной границей Северо-Кавказской моноклинали является контур выхода на поверхность пород келловейского яруса, а северо-восточной − подошва майкопской серии (основание олигоцена).

Толщи Северо-Кавказской моноклинали, в отличие от расположенной к югу моноклинали Скалистого хребта, характеризуются простым тектоническим строением. Слагающие их породы залегают под углом 10-25° с устойчивым падением на северо-восток. При этом в ней выделяется несколько локальных участков, характеризующихся развитием складок платформенного типа различной амплитуды и протяженности.

Неоген-четвертичный вулканический комплекс с резким угловым несогласием залегает на толщах Северо-Кавказской моноклинали. Формирование образований данного комплекса связано с альпийским коллизионным этапом развития горно-складчатой системы (ГС) Большого Кавказа. Центры извержения достоверно не установлены, но можно предполагать их наличие в зонах сопряжения разрывных нарушений северо-западной и северо-восточной ориентировки. Коллизионный геодинамический комплекс включает, кроме Чегемской вулканической ассоциации, гипабиссальный Кавминводский и Эльбрусско-Казбекский вулканический комплексы. Наибольшим распространением пользуется Чегемская вулканическая ассоциация, представленная туфо-игнимбритовой, риолитовой, андезито-базальтовой формацией верхнеплиоценового возраста (N_2), мощностью до 490 м (вулканогенная толща). Начальные этапы развития данной формации сопровождались мощным извержением в верхнеплиоценовое время риолито-игнимбритовой природы [1, 2]. Извержения аналогичного характера, но уже не такие мощные повторялись в данном районе и в верхнем плейстоцене. В составе продуктов верхнеплейстоценового этапа преобладают образования менее кислой туфо-игнимбритовой, дацитовой и риодацитовой формации. Первоначально образования неоген-четвертичного вулканического комплекса слагали единый покров площадью более 1000 км^2, впоследствии расчлененный эрозией на отдельные останцы [2]. Последние слагают наиболее высокие части водоразделов, образуя плато с ровной поверхностью, слабо наклоненной под углом 5-8° к северо-востоку. С резким угловым несогласием они перекрывают слабо выраженный верхнеплиоценовый куэстовый рельеф, выработанный в отложениях различного возраста от верхней юры до меотиса и понта. Таким образом, подошва вулканогенной формации отражает не ее внутреннюю структуру, а древний рельеф, погребенный под ней.

Ограниченным распространением пользуется туфо-игнимбритовая формация риолитового и риодацитового состава Эльбрусско-Казбекского неоген-четвертичного вулканического комплекса. Последний на листе К-38-VIII представлен только вулканической ассоци-

ацией Верхнечегемского нагорья, основные выходы которой расположены к югу от Нижнечегемского вулканогенного массива.

Верхнечегемское вулканическое нагорье приурочено к северному флангу складчато-глыбового поднятия Главного хребта. Формирование этой вулканической постройки связано с альпийским коллизионным этапом развития Большого Кавказа, в том числе с активизацией Чегем-Черекского субмеридионального глубинного разлома. В тектоническом отношении вулкано-тектоническая депрессия представляет собой ступенчатый грабен, переходящий в верхних горизонтах в пологую, субмеридиональную брахисинклиналь, углы падения пород которой постепенно выполаживаются вверх по разрезу лавового массива от 35° на отдельных участках, до 2-3°. Разломы фундамента проявляются только в низах вулканических толщ, выше переходят в горизонтальные флексуры и затухают.

Разрывные нарушения на площади листа относительно немногочисленны. Их заложение и развитие, равно как и складчатых структур, связано с герцинской, индосинийской, киммерийской и альпийской коллизиями и, в целом, подчинено субмеридиональному сжатию.

К числу структур, предположительно связанных с альпийским этапом тектогенеза, здесь могут быть отнесены разрывные нарушения северо-западной и северо-восточной ориентировки сбросового типа в краевой части вулкано-тектонической депрессии Верхнечегемского вулканического нагорья и по долинам рек Черек Хуламский, Черек Балкарский, Хазнидон. А также система субмеридиональных и северо-западных сдвигов правостороннего типа в междуречье Урух-Псыгансу, деформирующих северный фланг Штулу-Харесской депрессии и на отдельных участках, пересекающих ее (р. Урух). Амплитуда горизонтального перемещения по сдвигам составляет 200−400 м. К числу последних могут быть отнесены разрывные нарушения на восточном фланге Вазахохского поднятия, а также магматически активный разлом, осложняющий внутреннюю структуру Чегетджаринской впадины.

Литература

1. Масуренков Ю. П. Кайнозойский вулканизм Эльбрусской вулканической области. М.: Изд-во АН СССР, 1961.

2. Мелехина А. Объяснительная записка к проведенным полевым работам по определению объемного веса и коэффициента разрыхления вулканического пепла Кенженского м-ния в 1958 г.

3. Письменный А.Н. Отчет по ГДП-200 и подготовке к изданию Госгеолкарты-200 листов К-38-VIII, IV и К-38-II (Центральный Кавказ) в 5-х книгах и 2-х папках. 2001.

УДК 553.3/4

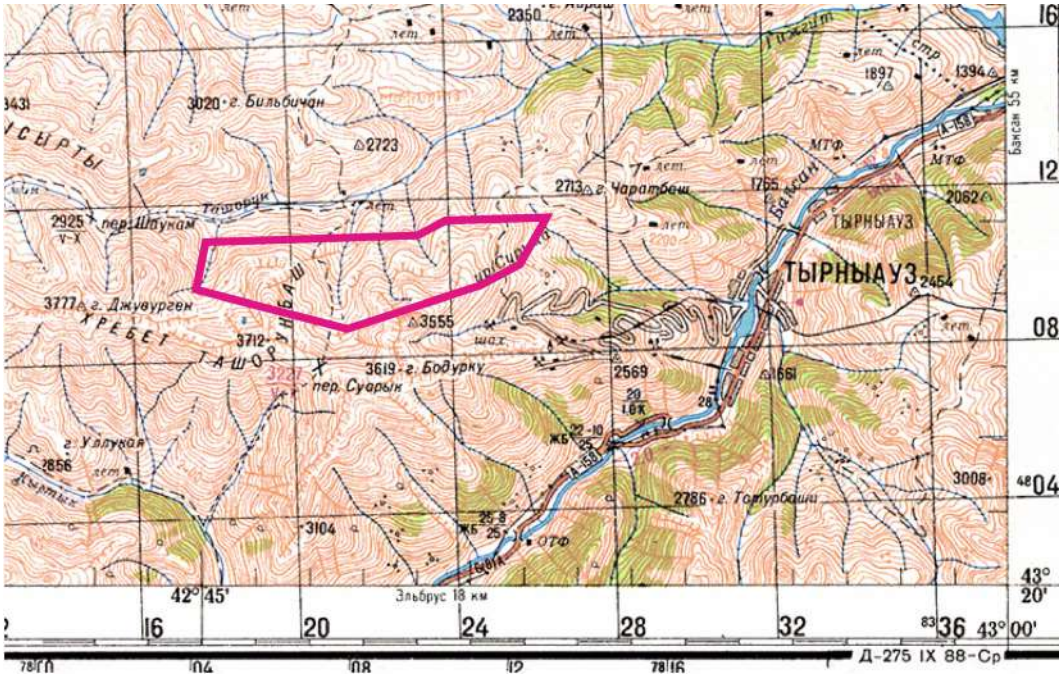
ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТОНОСНЫХ ОРУДЕНЕНИЙ ДЖУАРГЕНСКОЙ ПЛОЩАДИ (КАБАРДИНО-БАЛКАРСКАЯ РЕСПУБЛИКА)

Рыбин И.В.

ФИЦ ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону, Россия

ГФИ ВНЦ РАН, Владикавказ, Россия

Джуаргенская перспективная площадь (17 км^2) расположена в восточной части минерагенической зоны Передового хребта в экономически освоенном регионе Кабардино-Балкарской республики, тесно связанном автомагистралями с крупными горнодобывающими и горно-металлургическими предприятиями Северного Кавказа (рис. 1).



– *контур площади*

Рис. 1. Обзорная схема расположения Джуаргенской площади

Анализ имеющихся материалов по геологии и минерагении предлагаемой к изучению площади и опубликованных данных по подобным (модельным) объектам позволяет наметить геолого-поисковую модель рудного поля с месторождениями золото-сульфидного

и золото-кварц-сульфидного типов. Все эти месторождения принадлежат к той категории рудных объектов, происхождение которых в связи с интрузивными образованиями вызывает наименьшее сомнение. Тесная пространственная связь золото-сульфидного и золото-кварц-сульфидного оруденения с интрузивными массивами диорит-гранодиоритовой и гранодиорит-плагиогранитной формации является отражением их парагенетической связи с этими интрузиями. Поэтому рудные поля этих месторождений можно рассматривать в качестве единых рудномагматических систем, локализованных в благоприятной литолого-структурной обстановке [4]. Следовательно, факторами первого порядка в моделях рудных полей служат рудолокализующие структуры, рудоносные интрузии и литология рудовмещающих толщ. Все это наблюдается в пределах изучаемого Джуаргенского рудного поля.

В пределах Джуаргенской площади совмещены золотое оруденение герцинского возраста, парагенетически связанное с гипабиссальным магматизмом Чучкурского диорит-гранодиорит-порфирового комплекса, и альпийское золотое оруденение, связанное с коллизионной тектоно-магматической активизацией в области сопряжения складчато-глыбового сооружения Большого Кавказа с Транскавказским поднятием.

Все породы, слагающие Джуаргенскую перспективную площадь в разной степени рассланцованы и перекристаллизованы с минеральными новообразованиями ассоциаций зеленосланцевой фации метаморфизма. В них также широко развиты минеральные ассоциации площадных метасоматитов пропилитового и березит-лиственитового типов с составами: кварц+биотит+амфибол, карбонат + серицит + хлорит, серицит + хлорит, хлорит + серицит + кварц, реже мономинеральные серицитовые и кварцевые метасоматиты с прожилково-вкрапленной кварцево-сульфидной минерализацией. Развиты процессы контактового метаморфизма, представленные биотитовыми, корундовыми, кордиеритовыми, пироксеновыми и амфиболовыми роговиками. Широко развиты скарны и околоскарновые породы ранней щелочной стадии метасоматоза по Д.С.Коржинскому, а также представители метасоматитов стадии кислотного выщелачивания и поздней щелочной стадии, несущие разную рудную, в том числе и золотую, минерализацию.

Интрузивные породы представлены дайками, штоками и силлами диорит-гранодиорит-порфирового гипабиссального Чучкурского комплекса (δ, $\gamma\delta PZ_3\check{c}h$), с которыми парагенетически связано герцинское золотое оруденение, и дайками и штоками лейкократовых гранитоидов жильной фации Тырныаузского гранитового гипабиссального комплекса ($l\gamma_1N_2tr$), с которыми пространственно и, очевидно, парагенетически связано альпийское золотое оруденение [2].

Выявленные Тырныаузской партией в 1972 г. многочисленные контрастные аномалии золота ($Au^3$0,1 г/т) во вторичных ореолах рассеяния развиты в зонах северо-западного, юго-восточного и северо-восточного экзоконтактов массивов кварцевых диоритов Чучкурского комплекса и контролируются зонами разломов, узлами их пересечений с телами кварцевых диоритов и зонами сильно дислоцированных углеродистых терригенных отложений верхнего девона и карбона. В пределах Джуаргенского потенциально золоторудного поля предварительно выделяется четыре участка с повышенными содержаниями золота [1].

Первый участок приурочен к северо-восточному экзоконтакту Гитче-Тырныаузского массива кварцевых диоритов. Максимальные содержания золота выявлены на северном

окончании хребта Гитче-Тырныауз (рис. 2) в кварц-карбонат-полисульфидных жилах и жильно-прожилковых зонах, а также в минерализованных зонах дробления, локализованных в вулканогенно-осадочных породах среднего-верхнего карбона в пределах Таверсинчикольской зоны разломов.

Во всех отобранных 43 штуфных пробах по данным спектрального анализа обнаружено золото. При этом в одной пробе содержание золота составило 200 г/т, в трех – 20-60 г/т, в десяти – 2-6 г/т, в остальных – менее 1 г/т. Избирательное бороздовое опробование коренных выходов минерализованных зон, выполненное Прогнозным отрядом СКГУ в 1969 г. и пробирный анализ подтвердили их золотоносность. По данным пробирного анализа 27 проб, золото установлено во всех них, при этом максимальное содержание составило 12,2 г/т. Золотоносными являются интенсивно перемятые и передробленные терригенные породы на контакте с авгитовыми порфиритами. Ширина выхода этой зоны не менее 350 м. Простирание – северо-западное. Протяженность 2 км.

Рис. 2. Хребет Гитче-Тырныауз

Второй участок приурочен к центральной части Гитче-Тырныаузского массива кварцевых диоритов в области его пересечения Зыгыркольской зоной разломов. Повышенные содержания золота здесь установлены в коренном залегании по штуфам и бороздовым пробам из канав и расчисток. Участки с повышенными содержаниями золота обозначены Тырныаузской партией КБГРЭ в 1972 г. как рудопроявления Зыгыркольское, Перевальное, Новое и Закрытое [1].

Зыгыркольское рудопроявление вскрыто канавой № 143. Оно связано с жилами и прожилками кварц-полисульфидного состава и сульфидной вкрапленностью, локализованными в кварцевых диоритах и вмещающих ороговикованных вулканогенных и осадочных

породах. Содержание золота по штуфам составило 8-10 г/т. В канаве по одной бороздовой пробе – 6,6 г/т.

Перевальное рудопроявление вскрыто расчисткой № 10. Оно располагается в кварцевых диоритах и вмещающих вулканогенных и терригенных ороговикованных породах. Содержание золота по бороздовым пробам составляет от следов до 16,4 г/т. Во вмещающих метасоматически измененных породах с сульфидной вкрапленностью также отмечены десятые доли грамма на тонну. Здесь же в тектонических зонах дробления, в связи с прожилково-вкрапленной кварц-сульфидной минерализацией, также отмечены повышенные содержания золота.

Рудопроявления Новое и Закрытое слабо обнажены и изучены только по штуфам. В рудопроявлении Новом в туфах андезитовых порфиритов, пронизанных многочисленными прожилками кварца, кальцита, амфибола, хлорита и содержащих вкрапленность пирита, халькопирита, галенита, концентрация золота достигает 2,9 г/т. Рудопроявление Закрытое представлено зоной кварц-карбонатных лиственитоподобных пород мощностью 30-40 м и с прослеженной протяженностью 200 м. Содержания золота по трем геохимическим пробам составили: следы, 4,5; 5,5 г/т.

Все названные рудопроявления сопровождаются геохимическими аномалиями золота во вторичных ореолах рассеяния. Они также сопровождаются ореолами элементов: Zn, Pb, Cu, As, Ag, W, Mo, Sb, Te.

Все они могут быть объединены в составе единой Зыгыркольской зоны разломов северо-западного простирания протяженностью более 2 км и шириной около 500 м. Зыгыркольская зона продолжается и на юго-восток за контуром горного отвода Тырныаузского ГОКа.

Третий участок располагается в северо-западном экзоконтакте юго-западного продолжения Гитче-Тырныаузского массива кварцевых диоритов в девонских и каменноугольных вулканогенно-осадочных ороговикованных породах. Установленная здесь золотоносность связана с проявлениями прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации в лиственитоподобных метасоматитах по основным вулканитам. Содержания золота по данным пробирного анализа штуфных проб составили от 0,2 до 1,2 г/т.

Четвертый участок приурочен к Суарыкским массивам кварцевых диоритов в междуречье Малого и Большого Суарыка. Повышенная золотоносность здесь связана с проявлениями прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации в березитоподобных метасоматитах, развитых в вулканогенных породах девона, и с жильно-прожилковой и прожилково-вкрапленной минерализацией в интенсивно дислоцированных терригенных породах девона. По результатам пробирного анализа штуфных проб, содержания золота в березитоподобных метасоматитах составили от 0,2 до 1,9 г/т, а в зонах интенсивных дислокаций с прожилково-вкрапленной кварц-сульфидной минерализацией содержание золота составило 4,6 г/т. Подобная минерализация в дислоцированных кварцевых диоритах содержит золото от 0,6 до 2,4 г/т. В роговиках с прожилковой кварцевой минерализацией (расчистка 093а) золото содержится от 0,6 до 2,8 г/т.

Таким образом, аномальные концентрации золота на Джуаргенской площади выявлены в пределах развития герцинских и альпийских интрузий, в экзо- и эндоконтактах мелких интрузивных тел кварцевых диоритов, лейкократовых гранитов, в зонах разломов сбро-

со-сдвигового типа, в дислоцированных углеродистых отложениях девонско-каменноугольного возраста.

В пределах Джуаргенского потенциального золоторудного поля установленные содержания золота (от 0,2 г/т до 16,6 г/т) связаны с прожилково-вкрапленной кварц-карбонат-полисульфидной гидротермальной минерализацией в метасоматитах различных типов по вулканогенно-карбонатно-терригенным толщам девона-карбона [3].

Литература

1. Аксаментов Е.В., Брянцев К.Д. и др. Отчет Тырныаузской партии о результатах поисковых работ на коренное золото в 1972 г. Тырныауз, 1973. 241 с.

2. Геология СССР, том IX, Северный Кавказ. М.: Недра, 1968. 759 с.

3. Емкужев А.С., Емкужев М.С., Парада С.Г. Перспективы развития минерально-сырьевой базы золота и цветных металлов Кабардино-Балкарской республики // Материалы научно-практической конференции «Состояние минерально-сырьевой базы Юга России и перспективы ее развития». Ростов-на-Дону. 2009. С. 76-83.

4. Кривцов А.И. Структуры рудных полей и месторождений, металлогения и прогноз рудоносности. М.: Недра, 1991. 285 с.

УДК 553.3/.4

РОЛЬ КРУТОПАДАЮЩИХ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ В ФОРМИРОВАНИИ ЛЕВОБЕРЕЖНОГО РУДНОГО ПОЛЯ (КАБАРДИНО-БАЛКАРСКАЯ РЕСПУБЛИКА)

Рыбин И.В.

ФИЦ ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону, Россия

ГФИ ВНЦ РАН, Владикавказ, Россия

Район работ расположен на территории Черекского района Кабардино-Балкарской республики в пределах листа К-38-VIII (рис. 1). Общая площадь работ – 10 км^2.

Рис. 1. Обзорная схема Кабардино-Балкарской республики

Золото – серебряное оруденение Левобережного рудного поля представляет собой сложное сочетание крутопадающих оруденелых тектонических зон, плащеобразных межслоевых (субпластовых) рудоносных зон, связанных с эксплозивными структурами и корневыми частями субвулканических аппаратов.

Характеризуя общие для всех морфологических типов руд закономерности их размещения, следует отметить тесную пространственную приуроченность оруденения и субвул-

канических тел трахитов, трахириолитов и риолитов к одним и тем же разрывным нарушениям северо – западного, субмеридионального и субширотного простирания [2]. Причем, магмоподводящие каналы и наиболее обогащенные участки рудных зон приурочены к сочленениям разрывных нарушений разной ориентировки. Как правило, рудные зоны сформированы сочетанием рудоносных зон разных морфологических типов.

Роль крутопадающих разрывных нарушений в формировании Левобережного рудного поля достаточно весома. Они рассматриваются и как рудоподводящие каналы масштабного субпластового оруденения, и как объекты, представляющие самостоятельный поисковый и практический интерес [5].

Из выделенных систем разрывных нарушений достоверно установлена рудоносность части разломов северо-западного, субширотного, субмеридионального простирания. В настоящее время по комплексу прямых признаков (наличие тектонических зон, содержаний золота и серебра, высоких концентраций меди, цинка, свинца и других геохимических индикаторов) можно считать установленной рудоносность субмеридиональных и субширотных зон разломов и ряда других менее протяженных разрывных структур.

Большое значение придается крутопадающим, рудоподводящим и рудоносным зонам в формировании Первой рудной зоны, где они характеризуются максимальными значениями содержания золота (234 г/т). Такие золотоносные структуры установлены практически на всех рудных зонах.

Сочленения и пересечения разноориентированных рудоносных зон формируют рудные столбы с высокими содержаниями полезных компонентов. Подобные рудные столбы установлены на Первой, Лагерной, Гипсовой рудных зонах. Следует ожидать, что обогащенные золоторудные участки имеют значительно большее распространение в пределах Левобережного рудного поля.

Субпластовые рудоносные зоны с золотосеребряным оруденением установлены на 4-х уровнях, соответствующих преобладающему ярусному развитию силлов рудопродуцирующих субвулканических пород. Оруденение сосредоточено:

1. на границе отложений аалена и байоса;
2. в кровле тоарских отложений и частично в подошве аалена;
3. вдоль контура пород плинсбаха и тоара;
4. вблизи линии межэтажного несогласия в подошве отложений плинсбаха.

Оруденение в субпластовых зонах является наиболее значимым в рудном поле и характерно для всех известных рудопроявлений и перспективных участков в юрских отложениях. Важно, что морфология рудоносных зон и рудных тел определяется субсогласными с залеганием вмещающих пород зонами разрывных нарушений.

Субпластовые рудоносные зоны большей частью формируются в эндо- и экзоконтактовых частях силлов риолитов и трахириолитов, зачастую удаляясь на первые метры от линии контакта в ту или иную сторону. Зоны также развиваются как внутри силлов, так и на их продолжении по латерали во вмещающих породах [3].

Следует отметить, что масштабы оруденения в рудоносных зонах (мощности, содержания полезных компонентов, размеры в плане) не обнаруживают четкой прямой зависимости от размеров магматических тел [1]. Эти параметры в большей мере зависят от ко-

личества и интенсивности оруденения в рудоподводящих структурах, которыми, вероятно, служат как крутопадающие зоны разрывных нарушений, так и магмоподводящие каналы. Мощности рудных зон и сопряженных с ними ореолов гидротермально-метасоматических изменений зависят от локальных элементов структуры. В частности, к сводовым частям небольших пликативных нарушений тяготеют наибольшие значения их мощностей, а к крыльям – наименьшие [3].

Оруденение экструзивно-эксплозивных куполов и центров субвулканических структур следует считать наименее изученным в рудном поле. Вместе с тем, установлены следующие особенности этих типов оруденения:

1. Наличие золотосеребряного оруденения часто с сульфидами железа, меди, свинца и цинка в куполах, сложенных эксплозивными брекчиями, и предположительно в их корневых частях.

2. Наиболее четко зафиксированы такие рудоносные структуры скважинами №№ 21, 2013 и др. (рудная зона Лагерная) и скважинами №№ 2, 12, 238 в западной части Первой рудной зоны. Форма тел брекчий куполовидная, грибообразная с размерами в сечении от первых метров (корневые части) до 60-80м. Отмеченные рудоносные структуры входят в «контур» субпластовых оруденелых зон, но они здесь картируются по характерному составу и текстурно – структурным признакам эксплозивных брекчий.

3. На участках пространственного совмещения описываемого типа оруденения с субпластовыми зонами происходит значительное повышение концентрации золота и серебра.

4. Подобные структуры формируются и в области пересечения крутопадающих рудоносных зон по типу формирования рудных столбов. Это зафиксировано на рудных зонах Первой, Лагерной, Гипсовой.

5. Четко разделить рудоносные эксплозивно – экструзивные структуры и возможные рудные столбы на настоящий момент не удалось и это требует дальнейших геолого-структурных и минералогических исследований.

6. При переходе от рудоподводящих каналов к субпластовым телам, формируются большие массы гипса и ангидрита в виде грибообразных тел до нескольких десятков метров в поперечнике, сложенных как сплошными массами сульфатов, так и ореолами прожилково–гнездовой минерализации. В этой связи важно отметить, что масштабная гипс-ангидритовая минерализация свидетельствует о близости пересечений рудоподводящих – рудовмещающих каналов различной ориентировки.

Признаком крутопадающих структур внутри субпластовых тел может служить барит в виде прожилков, гнезд, брекчий, в состав которых также входит кварц.

7. В ряде центров субвулканических структур устанавливаются повышенные содержания золота. Оруденение сосредоточено как в стволовых частях субинтрузивных тел, так и непосредственно над ними в «области перехода» к силлам. Эти структуры, как представляется, играют роль рудоподводящих каналов и могут также содержать компактные рудные тела всевозможных конфигураций с залеганием от горизонтального до вертикального [4].

Многообразие морфоструктурных типов оруденения предопределяет как сложность рудного поля в поисковом плане, так и более высокую его перспективность по сравнению с ранее данными оценками.

Более полный учет всех типов оруденения существенно повышает прогнозный потенциал рудного поля.

Характерными для рудного поля являются признаки обогащения гранитов золотом и серебром вдоль зон рудоподводящих каналов.

Литература

1. Долгих А.Г. Мезокайнозойский магматизм Северного Кавказа. В кн.: Материалы докладов II регионального петрографического совещания по Кавказу, Крыму и Карпатам. Тбилиси, 1978. С. 173-179.

2. Косыгин Ю.А. Основы тектоники. М.: Недра, 1974. 216 с.

3. Кривцов А.И. Структуры рудных полей и месторождений, металлогения и прогноз рудоносности. М.: Недра, 1991. 285 с.

4. Святловский А.Е. Региональная вулканология. М.: Недра, 1975. 224 с.

5. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики: Учебник. -2-е изд. М.: КДУ, 2005. 560 с.

УДК 550.34

ВЛИЯНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА НА ФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ГОРНЫХ ПОРОД МАНТИИ И ЛИТОСФЕРЫ ЗЕМЛИ ПРИ ВЫСОКИХ ТЕРМОБАРИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

Сафаров И.Б., Мамедова Д.Н., Ибрагимова У.С.

ИГГ НАНА, Баку, Азербайджан

Аннотация. Предлагаемая работа посвящена особенностям связи минерального состава с упругими и плотностными свойствами горных пород мантии и литосферы Земли при высоких термобарических условиях. Импульсным ультразвуковым методом в установках высокого квазигидростатического давления до 1,5 – 2,5 ГПа изучены скорости продольных V_p и поперечных V_s волн, а также плотность ρ глубинных пород континентальной и океанической литосферы. Анализ полученных экспериментальных данных показывает, что определяющим фактором, влияющим как на величину физических характеристик, так и на их поведение под давлением, является процентное содержание основных породообразующих минералов в породах, а также их собственные анизотропные свойства. Доказано, что скорость упругих волн зависит от степени ориентировки зерен минералов в породах. Установлено, что при одинаковом соотношении минералов в породах, мантийные эклогиты Якутии характеризуются большими значениями скоростей упругих волн при высоких давлениях, чем эклогиты Памира.

Введение

Физические свойства горных пород и их изменения, особенно в области высоких термодинамических параметров, определяются физико-химическими свойствами составляющих их минералов [1, 2, 3]. Несомненно, влияние на физические параметры пород при небольших умеренных давлениях оказывают также пористость, трещиноватость и др. Однако при воздействии высокого давления, когда смыкаются микротрещины и понижается пористость, главным фактором, влияющим на физические параметры пород, остается их минеральный состав [3, 7, 8, 11]. Вместе с тем влияние минерального состава на скорости упругих волн и плотности горных пород при высоких термобарических условиях в этом отношении еще мало изучено. Поэтому остаются недостаточно выясненными отдельные вопросы, к числу которых относится влияние на физические параметры горных пород процентного соотношения породообразующих минералов при высоких термобарических условиях. В связи этим в данной работе рассмотрено влияние минерального состава на физические свойства горных пород при высоких термобарических условиях.

Методика проведения экспериментов

Эксперименты проводились в твердофазной установке высокого давления типа цилиндр- поршень [2, 3] по методике, разработанной ранее [9, 10]. Эта методика предусматривает одновременное определение скоростей продольных и поперечных волн, а также плотности в процессе одного опыта на одном образце горных пород при высоких термобарических режимах. Скорости продольных и поперечных волн в образцах горных пород и

минералов измерялись импульсным методом ультразвукового прозвучивания. Для преобразования ультразвуковых колебаний на поверхность камеры высокого давления, наклеивались датчики из пьезокерамики ЦТС с собственной частотой колебаний 1 – 2 МГц.

Для экспериментов образцы горных пород изготавливались в виде цилиндров длиной 20 мм и диаметром 17,5 мм. Скорости упругих волн и плотность образцов определяются вначале при атмосферном давлении. Затем образцы помещались в свинцовую оболочку, которая вставлялась в цилиндрический канал камеры высокого давления между поршнями. После обжатия в камере высокого давления, образец с оболочкой и уплотнительными кольцами составляет сплошной цилиндр, полностью занимающий объем канала камеры между поршнями. После опыта образец осторожно вынимается из камеры и измеряется его длина в свинцовой оболочке. Относительная ошибка измерения физико-механических свойств горных пород, при высоких термобарических условиях, соответственно, не превышает 1,2 – 1,8 %.

Результаты исследований и их обсуждение

Влияние минерального состава на физические свойства легче проследить, если порода состоит в основном из двух-трех компонент-минералов, с различным относительным содержанием. Поэтому для исследования при высоких термобарических условиях, была подобрана серия магматических и метаморфических пород из различных регионов представляющая разные структурно-тектонические области. Основными породообразующими минералами этих глубинных пород (коровые и мантийные эклогиты, пироксениты, перидотиты, оливиниты и др.) являются гранат, пироксен и оливин. Суммарное содержание этих минералов в исследованных породах составляет 90 – 95%, это и является определяющим фактором, влияющим на величину скоростей упругих волн и характер их поведения при высоких термобарических условиях [2, 3, 7, 8, 11].

Породы эклогитовой фации подразделяются на коровые и мантийные эклогиты. Мантийные эклогиты содержат гранат-пироп – $Mg_3Al_2[SiO_4]$ и пироксен-диопсид – $CaMg[Si_2O_6]$. Коровые разновидности эклогитов содержат гранат альмандинового состава – $Fe_3Al_2[SiO_4]$ и моноклинный пироксен с большой примесью жадеитового компонента – $NaAl[Si_2O_6]$. Как известно гранат-пироп и пироксен-диопсид являются представителями верхней мантии, а гранат-альмандин и пироксен жадеитового состава являются продуктами земной коры, в породах которой их суммарное содержание составляет 90 – 97% [5, 6, 14].

В изученных породах (коровых и мантийных эклогитах) на величину скоростей упругих волн главным образом оказывает влияние минерал гранат. Так как минерал гранат имеет более высокую скорость продольных волн (более 9,50 км/с), чем другие минералы этой породы, то его содержание в образцах значительно влияет на величину скоростей упругих волн [4, 7, 8, 11].

Известно [5, 6, 14], что гранат по составу как в эклогитах метаморфических комплексов, так и ксенолитах из кимберлитов непостоянен и может варьировать от 20 до 80% даже в пределах одного образца и, соответственно, величина скоростей упругих волн для этих пород меняется в широких пределах. Поэтому образцы при изготовлении из одного куска

породы ориентировались по его трем взаимно перпендикулярным структурным осям X, Y, Z и вырезались для исследования при высоких термобарических условиях. Изучение скоростей упругих волн в образцах коровых и мантийных эклогитов показало, что как при атмосферном, так и при высоком давлении (до 2,0–2,5 ГПа) наблюдается различие значений скорости в зависимости от направления измерения. Это различие в скоростях ΔV_p больше для продольных волн, чем для поперечных, как в коровых так и в мантийных эклогитах, о чем свидетельствуют рис. 1 и 2 иллюстрирующие зависимости скоростей упругих волн от термобарических условий [8, 12, 11].

Для мантийных эклогитов Сибирской платформы при давлениях 2,0–2,5 ГПа скорость продольных волн в образце вырезанном параллельно оси X равна – 9,0 км/с (гранат ~75%), параллельно оси Z – 7,50 км/с (гранат ~25%), параллельно оси Y – 8,20 км/с (гранат ~50%), для поперечных волн, соответственно – 5,0; 4,01; 4,70 км/с. Различие в скоростях поперечных и продольных волн для образцов мантийных эклогитов достигает величины от 990 до 1500 м/с, соответственно [4, 7, 8].

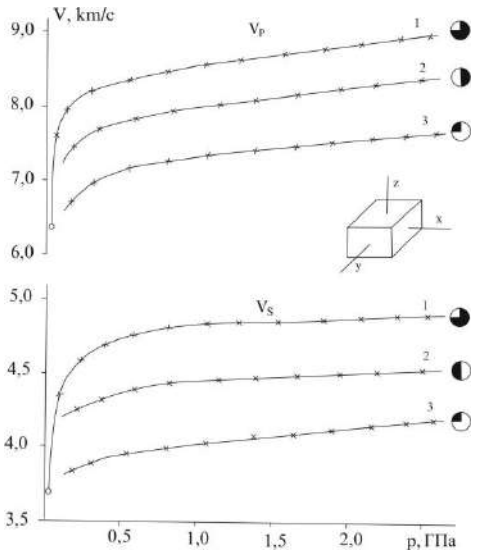


Рис. 1. Зависимости скоростей упругих волн от давления для мантийных эклогитов Якутии. Образцы (1 – 3) вырезаны в трех взаимно перпендикулярных направлениях: 1 – X; 2 – Y; 3 – Z. В кружках – процентное содержание граната в образцах (75, 50, 25 %).

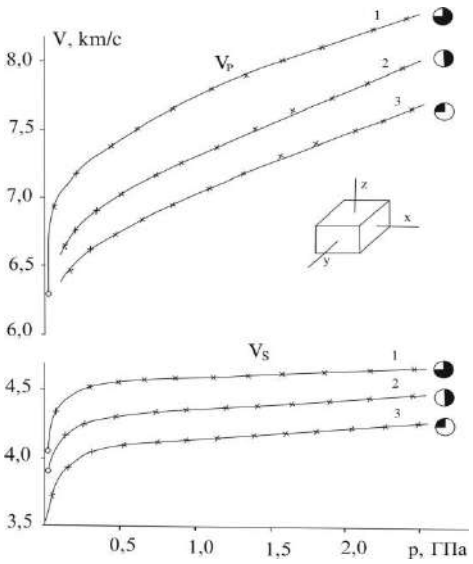


Рис. 2. Зависимости скоростей упругих волн от давления для коровых эклогитов Кокчетавского массива. Образцы (1 – 3) вырезаны в трех взаимно перпендикулярных направлениях: 1 – X; 2 – Y; 3 – Z. В кружках – процентное содержание граната в образцах (75, 50, 25 %).

Такие же кривые были построены для коровых эклогитов Кокчетавского массива, которые представлены на рис. 2. Для коровых эклогитов Кокчетавского массива при давлении 2,0–2,0 ГПа скорость продольных волн в образце вырезанном параллельно оси X равна – 8,10 км/с (гранат ~75%), параллельно оси Z – 7,20 км/с (гранат ~25%), параллельно оси Y – 7,50 км/с (гранат ~50%), для поперечных волн, соответственно – 4,35; 3,60; 4,0 км/с. Для

образцов коровых эклогитов Кокчетавского массива, вырезанных из одного того же куска породы, различие в скоростях поперечных и продольных волн достигает величины от 750 до 900 м/с, соответственно [7, 8, 11].

Петрологические исследования включений из трубок взрыва указывают на однотипность набора пород в различных районах. Однако наблюдается ряд отличительных черт, в их минералогическом составе, а главное в компонентном составе породообразующих минералов, в частности между пироповыми гранатами мантийных эклогитов Якутии и Памира. В связи с этим, представляется интересным сопоставить упругие характеристики мантийных эклогитов Якутии и Памира при высоких термобарических условиях.

На рисунке 3 приведены графики, отражающие характер изменения скоростей продольных и поперечных волн от процентного содержания граната в мантийных эклогитах Якутии и Памира при высоком давлении (2,0 Гпа) [7, 8, 12]. Из графиков видно, что при одинаковом содержании минерала граната в породах, эклогиты Якутии характеризуются большими значениями скоростей продольных – V_P и поперечных – V_S волн, чем эклогиты Памира, что определяется компонентным составом минерала граната. Согласно данным химического анализа [6, 14] в эклогитах Якутии гранат представлен пиропом (60 ± 13%), альмандином (22 ± 9%) и гроссуляром (10 -17%). В эклогитах Памира альмандиновый компонент значительно выше и составляет – 41-42%, при этом содержание пиропа понижается до 35 – 40%, а гроссуляра содержится около 13 – 22%. Известно [2, 3], что скорость упругих волн понижается в ряду пироп- гроссуляр- альмандин. Поэтому скорости продольных – V_P и поперечных – V_S волн в образцах эклогитов Якутии больше и при давлении 2,0 ГПа достигают – 9,0 и 5,40 км/с, соответственно, в то время как в эклогитах Памира скорости упругих волн – 8,20 и 4,40 км/с. Различие между величинами скоростей продольных и поперечных волн из этих двух регионов составляет 11 и 13%, соответственно. В значениях плотности такого различия нет [7, 8, 12].

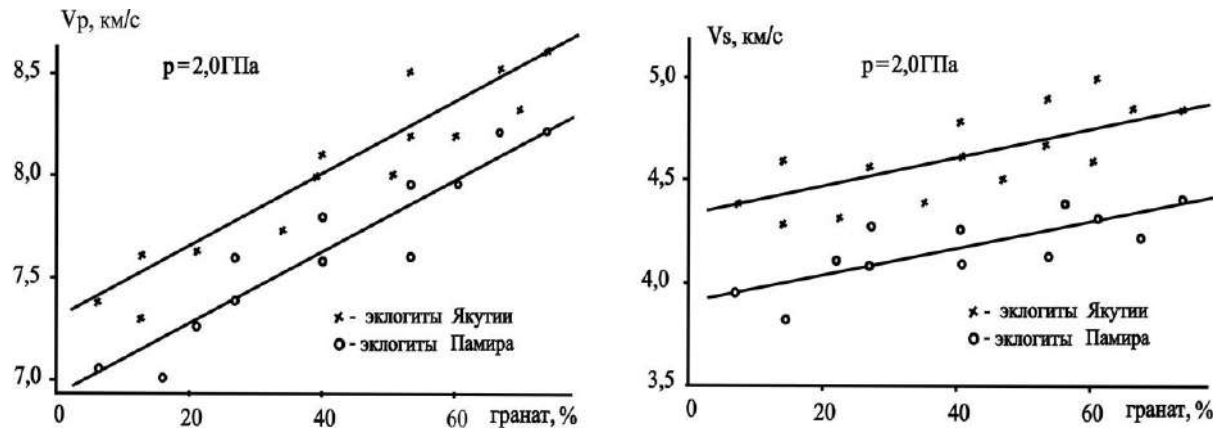


Рис. 3. Зависимости скоростей продольных – V_P и поперечных – V_S волн от процентного содержания минерала граната в мантийных эклогитах Якутии и Памира при давлении 2,0 ГПа

Для большинства образцов мантийных эклогитов характерна значительная трещиноватость и пористость. С этим связаны низкие скорости упругих волн при атмосферном давлении и резкое возрастание их в начальном интервале давления до 0,2 – 0,3 ГПа для данных пород. Результаты этих исследований представлены в виде графика зависимости скорости упругих продольных волн от содержания минерала граната в мантийных эклогитах Якутии при атмосферном и высоком давлениях (рис. 4).

Из графиков видно, что с уменьшением содержания минерала граната, уменьшается и значение скорости упругих волн. Эта связь при атмосферном давлении проявляется слабо, что связано с влиянием трещиноватости пород на величину скорости упругих волн. При давлении 2,0 ГПа это влияние отсутствует, и наблюдается четкая зависимость величины скорости упругих волн от содержания минерала граната. В целом степень увеличения скорости упругих волн при повышении давления от атмосферного до 2,0 – 2,5 ГПа в изученных мантийных эклогитах составляет от 55 до 60%. Это характерно для данных пород. [7, 12].

Следует отметить, что заметное влияние на упругие характеристики горных пород оказывают анизотропные свойства породообразующих минералов (рис. 5). Это важно для ультраосновных пород: оливинитов, перидотитов, пироксенитов, состоящих, в основном, из минералов пироксена и оливина. При изучении скоростей упругих волн в этих породах следует обращать внимание на преимущественную ориентировку кристаллов основных минералов в породе.

При изучении анизотропии продольных и поперечных волн в ориентированных образцах ультрабазитов установлена связь упругой анизотропии с количеством ориентированных зерен основных породообразующих минералов – оливина и пироксена, в породе [1, 2, 3].

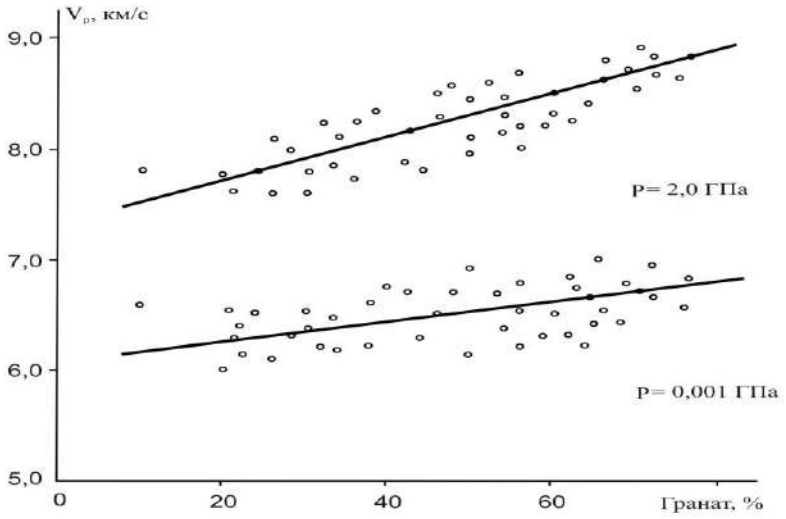


Рис. 4. Зависимость скорости продольных – V_p волн от содержания минерала граната в мантийных эклогитах Якутии при атмосферном и высоком давлениях (до 2,0 Гпа)

На рисунке 5(а) приведены значения скорости продольных волн в изученных горных породах Тянь-Шаня в зависимости от процентного содержания ориентированного мине-

рала пироксена-диопсида в образцах при различных давлениях. По оси ординат отложены значения скорости упругих продольных волн в породе; вдоль оси абсцисс изменяется содержание минерала. Наблюдается тенденция к увеличению численных значений скорости упругих продольных волн с увеличением содержания ориентированного минерала пироксена-диопсида в породах [7, 13, 8].

Исследованный нами перидотит и оливинит Кольского полуострова содержит до 30% ориентированного минерала оливина $(MgFe)_2SiO_4$ [1, 8]. В других изученных ультрабазитах (шпинелевый оливинит и перидотит, пироповый перидотит) из кимберлитовых трубок Якутии содержание ориентированных минералов значительно меньше. На рисунке 5(б) представлены значения скоростей продольных – V_P и поперечных – V_S волн в ультрабазитах Кольского полуострова и Якутии в зависимости от процентного содержания ориентированного минерала оливина при различных давлениях. По оси ординат отложены значения скоростей продольных и поперечных волн. При уменьшении содержания ориентированного оливина в породах скорость продольных волн понижается. В изменении скорости поперечных волн наблюдается та же закономерность, но выраженная менее резко [13, 8]. В отличие от минералов оливина и пироксена, гранат-пироп является изотропным минералом. Как отмечалось выше, присутствие такого высокоскоростного минерала – граната-пиропа определяет и высокие скорости упругих волн в породах [4]. На рисунке 5(в) приведены значения скоростей продольных – V_P и поперечных – V_S волн для мантийных эклогитов Якутии и Памира с различным содержанием граната. Как видно из графиков, с увеличением процентного содержания граната в породах наблюдается значительное увеличение скорости продольных волн. Скорость поперечных волн изменяется меньше [8, 12].

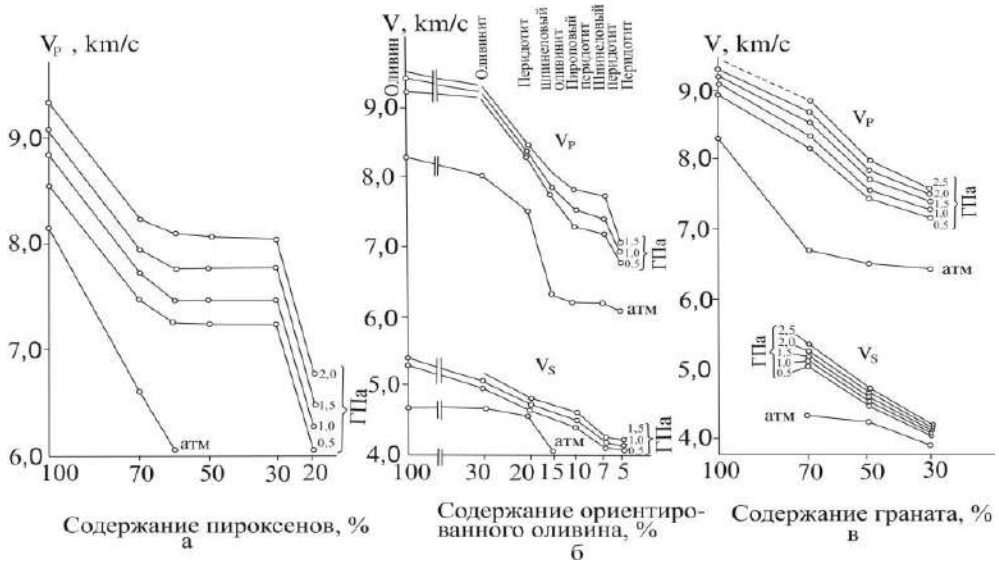


Рис. 5. Зависимость значений скоростей упругих волн от процентного содержания в породах ориентированного пироксена-диопсида (а), ориентированного оливина (б) и граната (в) при атмосферном и высоком давлениях

На рисунке 6 приведены интервалы значений скоростей продольных – V_P, поперечных – V_S волн и плотности – ρ для восьми групп горных пород различной степени глубинности, из разных геотектонических режимов при высоких давлениях 1,5 – 2,0 ГПа. Наблюдается увеличение скоростей упругих волн и плотности при переходе от коровых пород к мантийным, что связано с изменениями минерального состава пород.

Как видно, из рисунка 6, минимальные скорости упругих волн (V_P = 5,50 – 6,50 км/с; V_S = 3,10 – 3,60 км/с) характерны для гранитоидов, биотитовых гнейсов, риолитов, сложенных разнообразными минералами, в основном, кислого состава: кварцем, калиевым полевым шпатом, альбитом, олигоклазом, биотитом с низкой плотностью ρ = 2,50 – 2,65 г/см^3 (линии 1 и 2). Полученные при 1,5 ГПа значения скоростей упругих волн и плотности этих пород характерны для разных глубин верхней части земной коры [2, 3, 4, 8, 11].

Породы среднего состава: диориты, биотит-амфиболовые гнейсы, андезиты, эндербиты и др. характеризуются значениями скорости упругих волн – V_P = 6,50 – 7,20 км/с; V_S = 3,60 – 3,85 км/с и плотностью ρ = 2,65 – 2,75 г/см^3 (линии 3 и 4). В эти же границы попадают скорости упругих волн и плотность для трахидолеритов, трахибазальтов, эссекситов и др. Более высокие скорости упругих волн наблюдаются у габброидов, амфиболитов, гранулитов, коровых эклогитов, базальтов и др., представленных минералами основного состава: лабрадором, амфиболом, пироксеном, и др. Величины скоростей упругих волн – V_P = 7,20 – 7,80 км/с; V_S = 3,85 – 4,30 км/с и плотности ρ = 2,75 – 2,90 г/см^3 в этих породах близки к значениям, свойственным для корово-мантийной смеси (линии 5 и 6).

Максимальными скоростями упругих волн – V_P = 8,0 – 8,70 км/с; V_S = 4,30 – 5,30 км/с обладают гипербазиты, пикриты, мантийные эклогиты, содержащие пироксен, оливин, гранат – пироп, т.е. минералы ультраосновного состава с высокой плотностью – ρ = 3,0 – 3,50 г/см^3 (линии 7 и 8). Значения скоростей упругих волн и плотность таких пород вполне согласуются с геофизическими характеристиками верхней мантии [2, 4, 7, 8, 11,].

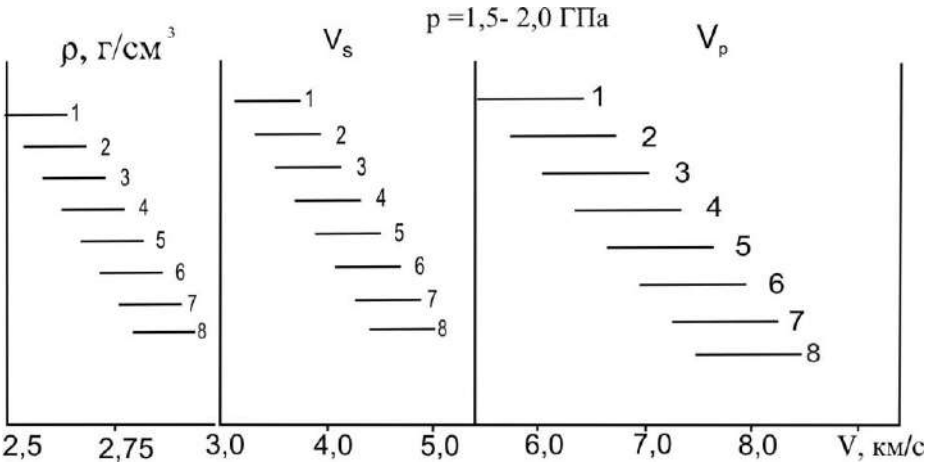


Рис. 6. Значения скоростей продольных – V_P и поперечных – V_S волн, плотности – r для восьми групп пород при давлениях 1,5- 2,0 ГПа: 1 – гранитоиды; 2 – биотитовые гнейсы; 3 – андезиты; 4 – диориты и эндербиты; 5 – базальты и амфиболиты; 6 – габброиды и коровые эклогиты; 7 – ультрабазиты; 8 – мантийные эклогиты

Таким образом, минеральный состав определяет свойства и других горных пород, только из-за их сложного состава невозможно оценить влияние каждого компонента. В связи с этим очевидно, что возрастание сейсмических скоростей с глубиной в земной коре обусловлено, главным образом, изменением минерального состава горных пород. Это изменение может происходить, по-видимому, как с изменением химического состава горных пород, так и без него. Следовательно, выделяемые слои в земной коре характеризуются изменением их минерального состава с глубиной, а не возрастанием скоростей упругих волн в какой-то горной породе с повышением давления, которое имеет место на больших глубинах. Следует подчеркнуть, что кроме латеральных изменений минерального состава, имеются данные, свидетельствующие, что выделяемые слои земной коры характеризуются изменением их состава с глубиной.

В целом следует отметить, что установление качественных зависимостей между физическими свойствами и содержанием породообразующих минералов представляется важным не только для объяснения физико-химических процессов, происходящих в Земле, но и для прогнозирования вещественного состава на больших глубинах.

Выводы

1. Анализ экспериментального изучения горных пород при высоких термодинамических условиях показал, что как на величину упругих и плотностных свойств, так и на их поведение влияет состав основных породообразующих минералов.

2. Установлено, что одним из определяющих факторов, влияющих на упругие характеристики горных пород под давлением, является количество ориентированных зерен минералов в образцах, а также их собственные анизотропные свойства.

3. Доказано, что при одинаковом соотношении минералов в породах, мантийные эклогиты Якутии характеризуются большими значениями скоростей упругих волн при высоких давлениях, чем эклогиты Памира, что связано с химическим составом минерала граната-пиропа.

Литература

1. Баюк Е.И., Воларович М.П., Левитова Ф.М. Упругая анизотропия горных пород при высоких давлениях. М.: Наука, 1982. 170 с.

2. Воларович М.П., Баюк Е.И., Левыкин А.И., Томащевская И.С. Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1974. 223 с.

3. Воларович М.П., Баюк Е.И., Ефимова Г.А. Упругие свойства минералов при высоких давлениях. М.: Наука, 1975. 130 с.

4. Воларович М.П., Лутц Б.Г., Киреенкова С.М., Сафаров И.Б. Упругие характеристики мантийных эклогитов при давлениях до 25 кбар. // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1981. №1. С. 65-72.

5. Кушев В.Г., Виноградов Д.П. Метаморфогенные эклогиты. Новосибирск: Наука, 1978. 112 с.

6. Лутц Б.Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975. 167 с.

7. Сафаров И.Б. Исследование упругих и плотностных свойств горных пород и минералов глубоких слоев земной коры и верхней мантии при высоких термо-динамических условиях. Автореф. дисс. ... канд. наук. М.: ИФЗ АН СССР, 1984. 20 с.

8. Сафаров И.Б. Анизотропия упругих свойств горных пород при высоких термодинамических условиях и петрофизические модели литосферы. Автореф. дисс. ... докт. наук, Баку: ИГ НАНА, 2003. 47 с.

9. Киреенкова С.М., Сафаров И.Б. Одновременное определение скоростей продольных и поперечных волн в горных породах при высоких давлениях // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. №12. С. 93-98.

10. Сафаров И.Б., Киреенкова С.М. Устройство для определения упругих характеристик материалов – А.С. №1183885 (СССР). 1985. БИ №37.

11. Сафаров И.Б. Петрофизические модели литосферных плит материков и океанов. Баку: Элм, 2011. 306 с.

12. Сафаров И.Б. Петрофизические характеристики коровых и мантийных эклогитов при высоких термодинамических условиях и их положение в литосфере Земли // Изв. НАНА. Серия наук о Земле. 2006. № 4. С. 31-43.

13. Сафаров И.Б., Воларович М.П., Левитова Ф.М., Киреенкова С.М. Анизотропия скорости поперечных волн в оливинсодержащих породах при высоких давлениях до 15 кбар. // Изв. АН СССР. Физика Земли. № 9. 1981. С. 37-44.

14. Удовкина Н.Г. Эклогиты СССР. М.: Наука, 1985. 285 с.

УДК 551.435.627

ГЛУБИННАЯ ГЕОДИНАМИКА КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА

Свалова В.Б.

ИГ РАН, Москва, Россия

ГФИ ВНЦ РАН, Владикавказ, Россия

Кавказский регион является сложной высоконапряженной геодинамической структурой, характеризующейся повышенным тепловым потоком, высокой сейсмичностью, магматизмом и вулканизмом. Геодинамика Кавказского региона определяется коллизией Евразийской и Аравийской литосферных плит, а также сложной историей развития Альпийско-Гималайского пояса. Решение задачи формирования и эволюции геологических структур в различных сложных геодинамических обстановках требует анализа всех имеющихся геолого-геофизических данных, а также постановки и решения задач механико-математического моделирования. Полученные решения могут использоваться для анализа глубинных геодинамических проблем, а совместно с геотермическим моделированием, геолого-геофизическими методами и сейсмотомографией могут служить надежным аппаратом изучения глубинной геодинамики в связи с формированием и эволюцией геологических структур.

Проблема формирования и эволюции геологических структур является одной из важнейших в тектонике и геодинамике. Связь поверхностных структур с глубинными движениями в литосфере и астеносфере всегда остается в центре исследований геологов и геофизиков.

Анализ геолого-геофизических данных по развитию Кавказского региона в рамках Альпийско-Гималайского пояса приводит к выводу, что Кавказ может рассматриваться как один из наиболее напряженных и геодинамически активных сегментов глобальной структуры, характеризующийся повышенным тепловым потоком, высокой сейсмичностью, магматизмом и вулканизмом [1, 3, 9, 20].

С точки зрения глубинной геодинамики Кавказ входит в одну из наиболее активных зон коллизии литосферных плит, характеризующихся значительными скоростями горизонтальных и вертикальных движений (рис. 1).

Поле скоростей Северного Кавказа характеризуется горизонтальным смещением в северо-восточном направлении со скоростью 26–28 мм/год. Относительно неподвижной Евразии выявлено общее сжатие региона со скоростью 1–2 мм/год, которое является источником современной геологической и сейсмической активности в пограничной области Кавказа и Восточно-Европейской платформы.

Современные вертикальные движения Северо-Кавказского региона характеризуются небольшими вертикальными движениями 2.5 мм/год в равнинной части Осетии, наибольшими для региона скоростями подъема порядка 3.5–4.5 мм/год в горной части Северного Кавказа и умеренным устойчивым подъемом 2.9 мм/год в северной части северного склона Большого Кавказа. [3].

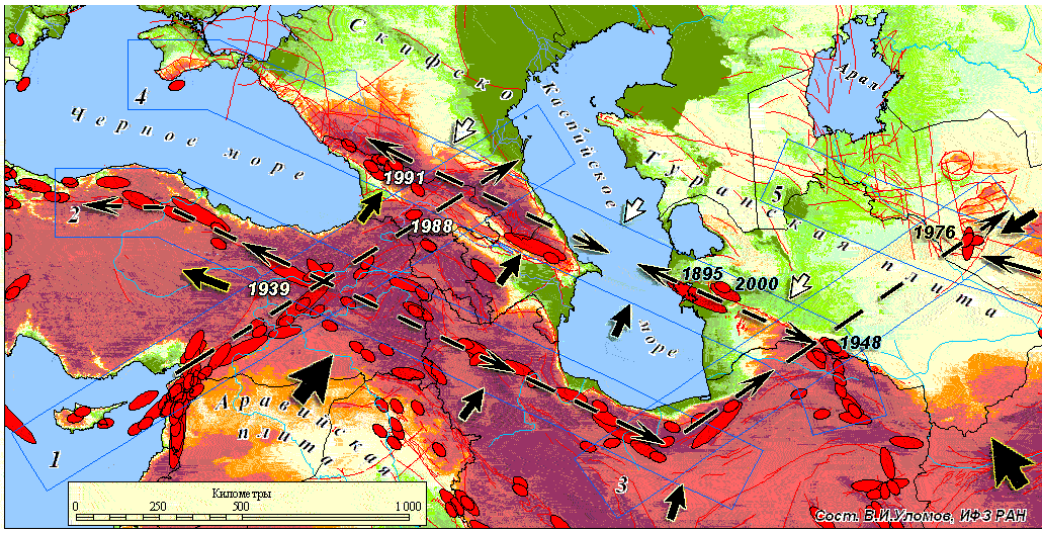


Рис. 1. Геодинамика Кавказского региона. Черными стрелками указано направление перемещения различных структур, белыми – реакция Скифско–Туранской платформы на сжимающие усилия со стороны Аравийской литосферной плиты (крупная стрелка) и альпийских структур Иран–Кавказ–Анатолийского региона. Профили (полосы): 1 – Кипр–Кавказ, протяженность 1870 км; 2 –Анатолия–Эльбурс, 2270 км: 3 – Эльбурс–Туран, 1520 км; 4 – Крым–Копетдаг, 2500 км; 5 – Южный Тянь-Шань, 2520 км. Около некоторых из очагов проставлены даты их проявления. Черным цветом закрашены очаги землетрясений, произошедших позже 1900 г. [9]

Согласно геодинамическим представлениям, на месте Большого Кавказа 35 млн. лет назад существовал глубоководный бассейн шириной около 200 км. При постепенном закрытии его борта сближались до полного столкновения около 11 млн. лет назад, после чего регион стал испытывать постоянное воздымание. При сжатии вещество литосферы образовало горный пояс с толщиной коры 45-50 км и толщиной литосферы до 250 км. В дальнейшем 5-10 млн. лет назад Большой Кавказ стал быстро подниматься, а на его оси возникли вулканы Эльбрус, Казбек и др. [10].

Видимо, это связано с подъемом астеносферы вследствие сжатия и гравитационной неустойчивости. Возможно, ситуацию можно сравнить с развитием задугового спрединга, когда горячий мантийный диапир прорывается сквозь литосферу к земной поверхности и формирует задуговый бассейн [11] (рис. 2).

В структуру Альпийского пояса входят отдельные морские впадины, осадочные бассейны и горные образования. Над поднимающимися мантийными диапирами на земной поверхности могут формироваться структуры сводового поднятия, осадочного бассейна или излияния базальтов в зависимости от стадии подъема диапира и его энергетики [6]. При этом между отдельными диапирами формируются зоны сжатия, ведущие к горообразованию и утолщению коры. Так впадины западного сектора Альпийско-Гималайского пояса (Альборанская, Балеарская, Тирренская, Лигурийская, Паннонская, Ионическая, Черное море, Прикаспийская, Средне- и Южно-Каспийская) можно связать с поднимающимися мантийными диапирами, а Кавказ не только с зоной коллизии литосферных плит, но и с зо-

ной столкновения потоков литосферы от двух мантийных диапиров под впадинами Черного и Каспийского морей.

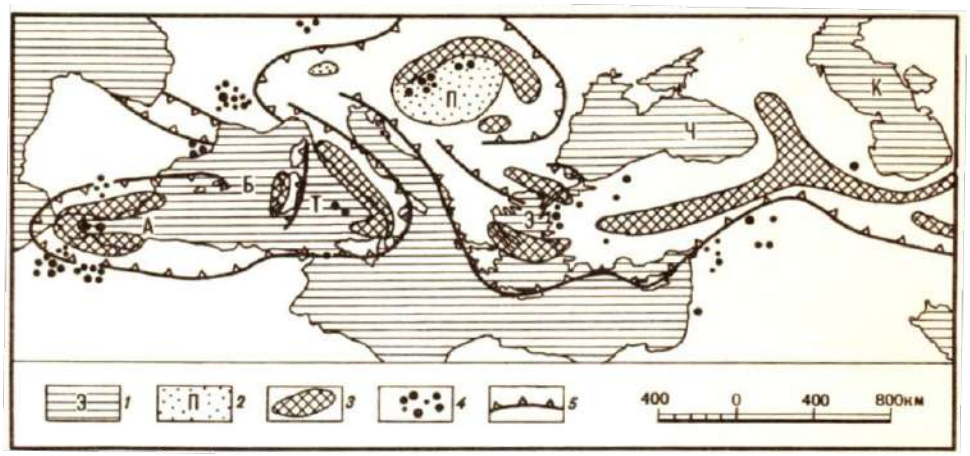


Рис. 2. Структура западной части Альпийско-Гималайского пояса. 1 – моря (А – Альборанское, Б – Балеарское, К – Каспийское, Т – Тирренское, Ч – Черное, Э – Эгейское). 2 – Паннонская впадина. 3 – вулканические дуги. 4 – ареалы базальтового вулканизма. 5 – фронтальные зоны крупнейших надвиговых сруктур [11]

Сложное напряженно-деформированное состояние литосферы Кавказа выражается в наличии разломов, трещиноватости пород, проявлении магматизма и вулканизма, высокой сейсмичности, повышенного теплового потока, гидротермальной активности, а также подтверждается данными сейсморазведки и сейсмотомографии [5].

Значение плотности теплового потока является показателем геодинамической активности структур литосферы. Сравнение плотности теплового потока с мощностью земной коры дает неоднозначные результаты. Для отдельных блоков коры существует прямая связь этих параметров, для других же – обратная. Примером обратной связи может быть котловина Черного моря с тонкой земной корой. В этой структуре отмечаются низкие значения теплового потока (30–40 мВт/м^2) при малой мощности земной коры [21].

Другая ситуация с высоким тепловым потоком наблюдается в орогенных областях с мощной земной корой, например, в Гималаях, мегантиклинории Большого Кавказа и др.

Кавказский регион характеризуется сложным и сильно дифференцированным тепловым полем [4]. Пониженные потоки соответствуют предгорным и межгорным прогибам, повышенные складчатым зонам. Среднее значение теплового потока для складчатой области Кавказа составляет 78 мВт/м^2.

Характер теплового поля Кавказского региона хорошо коррелируется с особенностями его геологического строения и истории развития. Зоны складкообразования и проявления молодого вулканизма выделяются высокими тепловыми потоками. Предгорным и межгорным прогибам соответствуют в основном низкие тепловые потоки. В прогибах значительное влияние на характер теплового поля оказывает строение осадочного чехла и структура фундамента.

Мантийный диапиризм и подъем мантийных плюмов выражают явление гравитационной неустойчивости на границе астеносфера-литосфера и особенно ярко проявляются в периоды тектоно-магматической активизации. Поднимающиеся астеносферные массы и связанные с ними потоки тепла являются ключом к пониманию процессов формирования и эволюции земной коры, а также процессов нефтегазоносности.

Движение астеносферы отражается в поверхностных геофизических полях – геотермическом, гравитационном, электромагнитном. Наличие расплавленных астеносферных масс подтверждается сейсмическими данными, в том числе сейсмотомографией [14].

Движение дневной поверхности над поднимающимся мантийным диапиром фиксируется сменой режимов осадконакопления и строением осадочного чехла. Подъем диапира отражается в рельефе дневной поверхности, строении фундамента и форме границ Мохо и Конрада.

Анализ всех имеющихся геолого-геофизических данных позволяет построить термомеханическую модель эволюции литосферы над поднимающимся мантийным диапиром на основе модели многослойной высоковязкой несжимаемой жидкости. Анализ полученных решений показывает, что в зависимости от соотношения между определяющими параметрами задачи (вязкости, плотности и толщины слоев, формы диапира и скорости его подъема) на дневной поверхности могут формироваться структуры сводового поднятия или депрессии [18, 19, 17, 16]. Если скорость подъема диапира достаточно велика или диапир поднялся близко к поверхности, то над ним формируется сводовое поднятие. Если скорость подъема невелика при достаточно толстой литосфере, то формируется структура депрессии. Глубина погружения фундамента осадочного бассейна определяется механическими, геотермическими и петрологическими факторами. При достаточной мантийной активности возможна дальнейшая смена режима прогибания на режим формирования сводового поднятия и даже излияния базальтов [6].

Общая картина движений может осложняться наличием фоновых горизонтальных движений. При аналитическом решении задачи удается найти критические параметры, связывающие динамику мантийных движений с эволюцией рельефа поверхности. Построение законченной геодинамической и термомеханической модели дает возможность рассчитать поля температур и напряжений в процессе эволюции геологических структур и оценить параметры нефтегазогенерации (температурно-временной индекс, окно нефтегазогенерации, термонапряжения) в динамике.

Решения задач механико-математического моделирования могут использоваться для анализа глубинных геодинамических проблем, а совместно с геотермическим моделированием, геолого-геофизическими методами и сейсмотомографией могут служить надежным аппаратом изучения глубинной геодинамики геологических структур и прогноза нефтегазоносности.

Коллизия литосферных плит определяется и коллизией глубинных астеносферных потоков. Плиты перемещаются за счет движений в астеносфере. Геодинамика зоны коллизии астеносферных потоков определяется соотношением плотности, вязкости и температуры слоев литосферы и астеносферы. Этими же соотношениями определяется, насколько интенсивно литосферная плита перекрывает подъем астеносферы и с какой скоростью асте-

носферный диапир поднимается в зоне коллизии, формируя структуру задугового спрединга или утолщения астеносферы и подъема литосферы. Сложная геодинамическая картина определяется соотношением геолого-геофизических параметров и внешними ограничивающими факторами для скоростей и движений на сферической поверхности Земли и в ее глубинах.

Результаты механико-математического моделирования хорошо подтверждаются данными геолого-геодинамической реконструкции и сейсмотомографии. (рис. 3, 4).

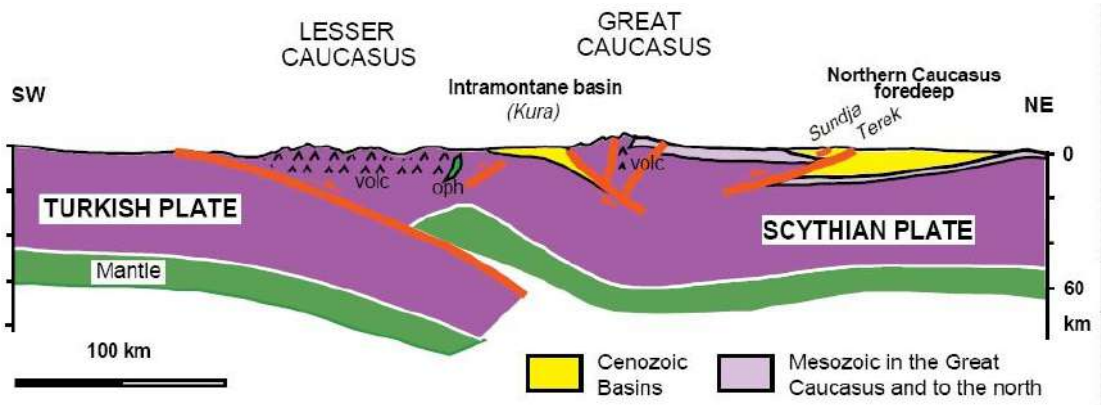


Рис. 3. Схематический разрез Кавказского региона [13]

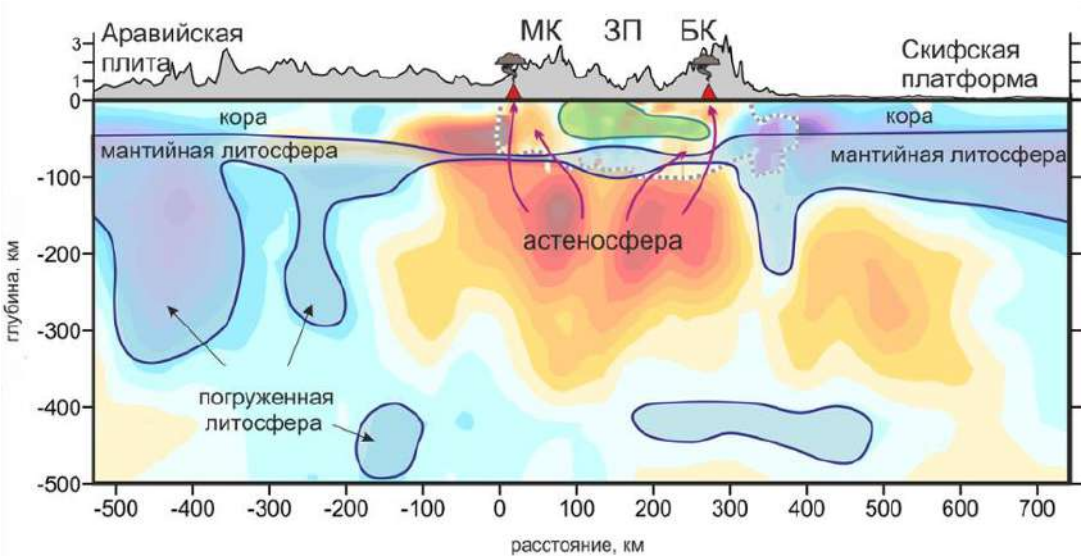


Рис. 4. Вертикальное сейсмотомографическое сечение Кавказского региона. МК, БК – Малый и Большой Кавказ соответственно. ЗП – область Закавказского межгорного прогиба [14]

Следует понимать, что геофизика и сейсмотомография дают глубинный разрез в настоящий момент времени, в то время как механико-математическое моделирование позволяет изучать эволюцию структуры в динамике. Сравнительный анализ различных подходов и решений дает возможность с большей надежностью делать выводы о глубинных механизмах движений и их проявлении на поверхности Земли и обосновать наиболее вероятные причины формирования и эволюции различных геологических структур и процессов.

Литература

1. Гончаров М.А., Короновский Н.В., Свалова В.Б., Разницин Ю.Н. Вклад мантийного диапиризма в процесс формирования новообразованных впадин Средиземноморья и Карибского бассейна и окружающих центробежно-вергентных складчато-покровных орогенов // Геотектоника. 2015. №6. С. 80-93.

2. Занемонец (Свалова) В.Б., Котелкин В.Д., Мясников В.П. О динамике литосферных движений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. № 4. С. 43-54.

3. Милюков В.К., Миронов А.П., Рогожин Е.А., Стеблов Г.М. Оценки скоростей современных движений Северного Кавказа по GPS наблюдениям // Геотектоника. 2015. № 3. С. 56-65.

4. Моисеенко У.И., Негров О.Б. Геотермические условия Северо-Кавказской сейсмоопасной зоны // Геотермия сейсмичных и асейсмичных зон. М.: Наука, 1993. С. 32-40.

5. Рогожин Е.А., Горбатиков А.В., Степанова М.Ю., Овсюченко А.Н., Андреева Н.В., Харазова Ю.В. Структура и современная геодинамика мегантиклинория Большого Кавказа в свете новых данных о глубинном строении // Геотектоника. 2015. № 2. С. 36-49.

6. Свалова В.Б. Механико-математическое моделирование формирования и эволюции геологических структур в связи с глубинным мантийным диапиризмом // Мониторинг. Наука и технологии. 2014. №3(20). С. 38-42.

7. Свалова В.Б., Шарков Е.В. Геодинамика Байкальской рифтовой зоны (петрологические и геомеханические аспекты) // Геология и геофизика. 1992. №5. С. 21-30.

8. Свалова В. Б., Шарков Е.В. Формирование и эволюция задуговых бассейнов Альпийского и Тихоокеанского поясов (сравнительный анализ) // Тихоокеанская геология. 1991. № 5. С. 49-63.

9. Уломов В.И., Данилова Т.И., Медведева Н.С., Полякова Т.П., Л.С. Шумилина Л.С. К оценке сейсмической опасности на Северном Кавказе // Физика земли. 2007. №7. С. 31-45.

10. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 560 с.

11. Шарков Е.В., Свалова В.Б. Внутриконтинентальные моря как результат задугового спрединга при коллизии континентальных плит // Доклады Академии наук СССР. 1989. Т. 308, №3. С. 685-688.

12. Шарков Е.В., Свалова В.Б. О возможности вовлечения континентальной литосферы в процесс субдукции при задуговом спрединге // Изв.АН СССР. Сер. Геол. 1991. №12. С. 118-131.

13. Gee, D.G. and Zeyen, H.J. (editors) EUROPROBE 1996 – Lithosphere Dynamics: Origin and Evolution of Continents. Uppsala University. 138 pp. (1996).

14. Koulakov I., Zabelina I., Amanatashvili I., Meskhia V. Nature of orogenesis and volcanism in the Caucasus region based on results of regional tomography. Solid Earth. 2012. № 3. P. 327-337.

15. Sharkov E., Svalova V. Geological-geomechanical simulation of the Late Cenozoic geodynamics in the Alpine-Mediterranean mobile belt. New Frontiers in Tectonic Research – General Problems, Sedimentary Basins and Island Arcs. INTECH, Croatia. 2011, C. 18-38.

16. Svalova V. Mechanical-mathematical modelling for the Earth's deep and surface structures interaction. Proceedings of International Conference IAMG, Berlin. 2002. 5 p.

17. Svalova V.B. Thermomechanical modeling of geological structures formation and evolution on the base of geological-geophysical data. Proceedings of the Third Annual Conference of the International Association for Mathematical Geology IAMG'97, Barcelona, Spain, 1997, Part 2, P. 1049-1055.

18. Svalova V.B. Mechanical-mathematical models of the formation and evolution of sedimentary basins. Sciences de la Terre, Ser. Inf., No.31, 1992, P. 201-208.

19. Svalova V.B. Mechanical-mathematical simulation of geological structures evolution. Geoinformatics, Vol.4(3), 1993, P. 153-160.

20. Svalova V. B., Zaalishvili V. B., Ganapathy G. P., Nikolaev A. V., Melkov D. A Landslide risk in mountain areas. Geology and Geophysics of Russian South. 2019; 9 (2): 109-127. DOI:10.23671/VNC.2019.2.31981.

21. The Global Heat Flow Database of the International Heat Flow Commission. http://www.heatflow.und.edu/

АЛЬПИЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ КАВКАЗА: ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ, МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

УДК 549.283:669.2(470.6)

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ (AU, PT, PD) ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ УРУПСКОГО РУДНОГО РАЙОНА СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Богуш И.А.[1], Рябов Г.В.[1], Черкашин В.И.[2], Исаева Н.А.[2]

[1]ЮРГПУ (НПИ), Новочеркасск, Россия

[2]ИГ ДНЦ РАН, Махачкала, Россия

Аннотация. На территории Урупского рудного района Северного Кавказа авторами исследована рудоносность (Au, Pt, Pd) девонской черносланцевой углеродсодержащей формации по опорному разрезу сланцев балки Бахмутки. В этом районе впервые выделяется комплексное оруденение благородных металлов (Au, Pt, Ag, Pd) в виде крупной площадной аномалии с суммарным содержанием металлов более 1 г/т. Приводится характеристика вещественного состава сланцев, обращается внимание на происхождение сланцев с участием продуктов разрушения ультрабазитов. Рассматриваются метаморфизм, тектонические и флюидоактивные изменения в черных сланцах. Делается вывод о наличии в Урупском районе крупных полей благородных металлов, представляющих потенциальный промышленный интерес. Подтверждается сделанный ранее авторами вывод о наличии на Северном Кавказе комплексной золото-платиново-палладиевой рудной провинции благородных металлов.

Введение

Урупский горнорудный район Северного Кавказа относится к старейшим на Кавказе центрам старательской добычи россыпного золота и находками минералов платиновой группы [3]. В настоящее время эксплуатация Урупского медноколчеданного месторождения, залегающего в девонских вулканитах, дает в промышленных количествах медь, золото, серебро и примесную платину. Широким распространением в Урупском районе пользуются черносланцевые толщи артыкчатской (бахмуткинской) свиты девона. В мировой практике углеродсодержащие толщи черносланцевого типа являются важнейшими источниками благородных металлов. В них локализуются крупнейшие рудные месторождения Восточной Сибири России (Сухой Лог, Высочайшее, Майское, Олимпиадненское), Узбекистана (Мурунтау), Казахстана (Бакырчик), месторождения Южного Китая, США и Канады [6, 7, 9-11]. Общая тенденция освоения благородных металлов черносланцевых толщ проявляется в освоении крупных и уникальных по размерам месторождений с относительно не высокими содержаниями металлов.

Отложения палеозойской черносланцевой формации Северного Кавказа представляют собой выходы блоков, прослеженные на протяжении всей 200- километровой зоны Передового хребта (рис. 1). В металлогенической зоне Передового хребта территория черных сланцев девона выделена еще В.Г. Лазаренковым, А.А. Смысловым и Л.И. Тихомировым [7] в качестве одной из платинометальных провинций России, относящейся к углеродистой формации.

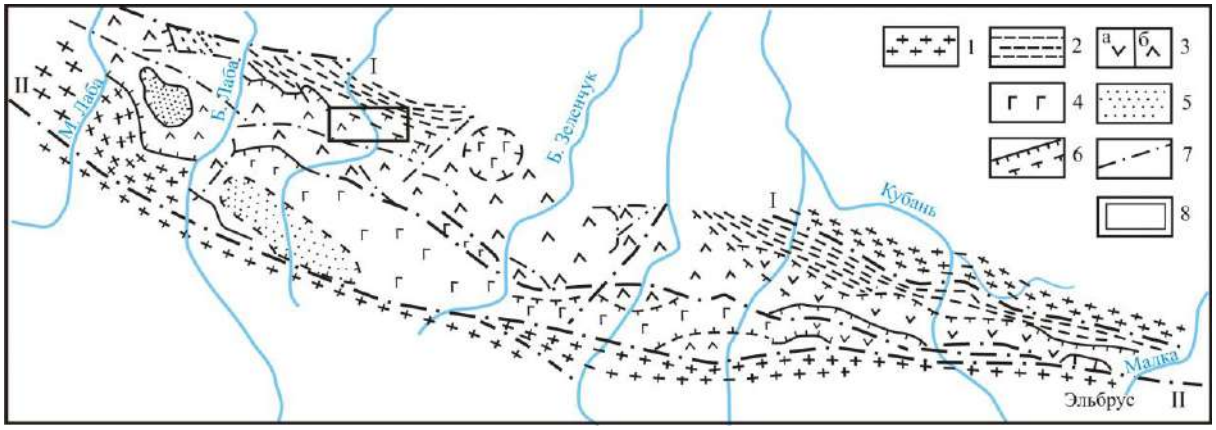


Рис.1. Схема зоны Передового хребта (современные образования сняты), по Г.И. Баранову, 1990 г.

Условные обозначения: 1 – кристаллические породы Главного хребта и Бечасынской зоны; 2 – черносланцевая формация Тоханского комплекса; 3 – вулканогенно-осадочный комплекс: а-породы Картджюртской и Кенделлярской подзоны, б – породы Лабино-Зараусской подзоны; 4 – офиолитовый комплекс; 5 – докембрийский кристаллический комплекс в аллохтонном залегании; 6 – границы шарьяжей; 7- крутопадающие разломы (I – Северный, II – Пшекиш-Тырныаузский); 8 – Урупское медноколчеданное месторождение.

Авторами на территории Большелабинского и Худесского рудных районов Карачаево-Черкесской республики (КЧР) выявлены крупные площадные аномалии благородного оруденения с суммарным содержанием металлов Au, Pt, Pd в пределах 1,0-1,5 г/т [3]. В данной статье приводятся результаты исследования черносланцевой формации на предмет содержания благородных металлов в Урупском рудном районе Северного Кавказа.

Методика исследований

Палеозойский черносланцевый комплекс (Тоханский комплекс), входящий в состав офиолитовой формации Северного Кавказа, исследуется авторами с 70-х годов прошлого столетия. В основу работ входило составление геологических карт и карт рудной нагрузки масштабов 1:2000-1:10000, изучение рудных полей Урупского, Худесского, Бескесского колчеданных месторождений, минералогические и геохимические исследования отдельных участков и профилей по всей полосе черносланцевой формации. Описан и геохимически опробован, а также минералогически откартировон опорный разрез сланцев артыкчатской свиты по балке Бахмутке в Урупском районе. По разрезу проведены геолого-геохимические (литологические, петрографические и рентгенографические) исследования черных сланцев на благородные металлы (группа Au, Ag, Pt, Pd).

Объекты исследования

В золотоносных шлихах аллювия рек Урупского района (Уруп, Власенчиха) авторами обнаружены в минеральной форме платина и минералы платиновой группы (Ru, Ir, Os, Pd)

[2]. В соседнем Лабинском рудном районе крупные площадные аномалии Au, Pt, Pd выделены в девонских черных сланцах андрюкской (бахмуткинской) свиты [3]. Черносланцевые толщи андрюкской свиты, широко развитые в Урупском рудном районе, вместе с Лабинским участком представляют единый металлогенический блок с площадными аномалиями благородных металлов.

Черносланцевые толщи Тоханского комплекса стратиграфически объединяют артыкчатскую и андрюкскую (бахмуткинскую) свиты среднего девона. Тоханский комплекс, сложенный пелитоморфными углеродсодержащими с подчиненными проявлениями вулканогенных, глинисто-кремнистых, глинисто-карбонатных и псаммитовых пород, испытал зеленокаменный метаморфизм. Исходные глинистые породы артыкчатской и андрюкской свит представлены в ископаемых толщах исключительно филлитами, глинистая составляющая заменена гидрослюдами, а аквагенное углеродистое вещество метаморфизовано до состояния антрацита и антраксолита [1]. Мощность толщи достигает 1500 м. Основной объем составляют филлиты, слагающие более 78 % ее разреза. Кластические породы – конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты – составляют около 21 %. Сланцевая толща прорвана жильными магматическими породами и малыми интрузиями (гранодиориты, граниты, андезиты, лампрофиры), содержит редкие пластовые тела риолитов, риолито-дацитов. Петрографические и геохимические исследования черных сланцев [1, 6] обосновали в филлитах их специфичность в виде высокой магнезиальности – MgO до 8-9% и более. Своеобразие этих отложений заключается в значительном влиянии терригенного ультраосновного материала на их петрохимические особенности.

Черносланцевые девонские толщи (D_{2-3} ar) территориально совпадают с глубинной Тырныауз-Пшекишской шовной зоной, главной золотоносной структурой Северного Кавказа [8]. Четырехсоткилометровый Северный разлом этой зоны сопровождает пояс ультрабазитовых массивов и является контактом палеозойского блока Кавказа, надвинутого на альпийское основание [4]. Полоса герцинских черных сланцев вытянута по границе глубинного Северного разлома и вмещает офиолитовый пояс Северного Кавказа. Черные сланцы среднего девона герцинской металлогенической зоны Передового хребта Северного Кавказа привлекают внимание исследователей высокой металлоносностью и локализацией всех проявлений россыпей благородных металлов на Северном Кавказе в площадях развития черносланцевых толщ [2, 3, 5].

Черные сланцы Урупского района

В Урупском рудном районе черные сланцы имеют широкое распространение, ширина черносланцевой полосы достигает 10 км. Нами исследованы опорные разрезы черных сланцев по балкам Бахмутке и Косой, левых притоков реки Уруп. В современном рельефе изученные балки (разрезы) представлены субширотными юрскими ущельями, совпадающими с общим простиранием тектонических швов Северной зоны. По опорному разрезу балки Бахмутки андрюксие сланцы названы «бахмуткинской» свитой. В составе бахмуткинского разреза господствующее положение занимают пелитоморфные породы – до 85-90% разреза сложено метапелитами с подчиненным количеством метаалевролитов и метапесчаников.

Химический состав этих пород приведен в табл. 1. Химический состав филлитов довольно однороден и не обнаруживает большого разброса показателей. Отличительной особенностью филлитов (метапелитов) является их высокая магнезиальность, содержание MgO колеблется от 3,39% до 6,15%. Магнезиальность филлитов типоморфна для всей черносланцевой полосы Северного Кавказа [5]. В сланцах Урупа отчетливо проявляется калиевый тип химического состава, в то время как для девонской офиолитовой полосы Северного Кавказа постоянно проявляется натровая направленность [4].

Таблица 1

Результаты силикатных анализов сланцев и песчаника (проба У-49/00) Урупского района

(разрез по балке Бахмутка)*

	У-30/00	У-27/00	У-40/00	У-49/00	У-69/00	У-61/00	У-70/00
SiO_2	60,8	62,6	60,8	82,6	63,6	63,8	61,4
Al_2O_3	15,8	15,9	14,7	4,5	1,30	16,4	15,0
TiO_2	0,81	0,82	0,78	0,24	0,82	0,56	0,82
FeO	5,96	5,54	5,70	1,41	3,82	5,12	5,17
Fe_2O_3	1,49	1,85	2,77	1,19	2,66	1,52	1,77
P_2O_5	0,19	0,10	0,13	0,10	0,19	0,14	0,22
MnO	0,15	0,14	0,21	0,13	0,16	0,22,	0,23
CaO	0,71	0,47	0,60	2,40	0,45	0,20	0,44
MgO	**4,61**	**3,55**	**5,45**	**1,08**	**4,39**	**3,39**	**6,15**
K_2O	1,86	2,91	1,63	0,80	2,36	2,65	2,16
Na_2O	2,68	1,23	1,50	0,39	1,40	2,50	1,64
SO_3	0,1	0,21	0,1	1,61	2,77	0,1	0,1
пп	-	-	-	3,08	4,62	3,40	4,68
Сумма	94,96	95,38	94,37	99,53	100,24	99,90	99,68

*Анализы выполнены в ЦИЛ ФГУП «Кавказгеолсъемка».

Геохимические особенности черных сланцев Урупо-Лабинского района (западного фланга черносланцевой полосы Северного Кавказа), изученные нами ранее [5], проявились в повышенных содержаниях ряда элементов, образующих специфические комплексы. Типоморфным, для черных сланцев артыкчатской свиты, является комплекс элементов ультрамафитовых пород – хром, кобальт, никель, титан, марганец, ванадий, фосфор. Наиболее показательно содержание хрома с концентрациями от 0,006% до 0,5%, в среднем 0,089% (кларк концентрации КК=10,72). Никель преобладает над кобальтом и содержится постоянно в количествах от 0,003% до 0,15%, в среднем 0,0243% (КК=4,19). Кобальт стабильно обнаруживается во всех пробах в количествах от 0,0015% до 0,010%, среднее 0,0065% (КК=3,6). Разброс показателя марганца от 0,06 до более 1%, среднее 0,278% (КК=2,78). Фосфор и ванадий содержатся в сланцах примерно в равных количествах: ванадий – от

0,06% до 0,015%, среднее 0,133% (КК=1,48); фосфор – от 0,05% до 0,3%, среднее 0,127% (КК=1,37). Титан стабильно проявляется в интервале 0,05-0,3%, среднее 0,447% (КК=0,99).

Литологические и геохимические особенности черных сланцев и их терригенная составляющая указывают на их происхождение из продуктов разрушения ультрабазитов, а отсюда и подчеркивают ультрабазитовый источник благородных металлов. Пространственно-временная связь ультрабазитов и черных сланцев Урупо-Лабинского района подтверждается также широким развитием в сланцах шпинели (пикотит) и присутствием обломков ультрабазитового состава. Главные показатели черных сланцев Северного Кавказа подчеркивают их аналогию мировым рудоносным сланцам [6, 9, 10, 11).

Тектогенез и метасоматоз в черных сланцах Урупского района

Палеозойская доюрская история развития черных сланцев связана с целым рядом тектогенных, магматогенных и флюидотермальных геологических процессов, превративших терригенные пелитоморфные глинистые и кремнисто-известковистые толщи в углеродсодержащие метаморфогенно-гидротермальные породы с благороднометальным оруденением. Каждое из этих геологическое событие требует самостоятельного подробного изучения, поскольку принимает участие в рудогенезе благородных металлов.

Основные рудогенные и тектогенные события чернosланцевой полосы Северного Кавказа связаны с герцинским тектогенезом, формированием Тырныауз-Пшекишской шовной зоны. Герцинский тектогенез связан с зонами нарушений, имеющих общее согласное залегание с северными разломами глубинной палеозойской Тырныауз-Пшекишской шовной зоны общекавказского простирания. Именно эти разломы по В.Б. Черницыну и П.В. Прокуронову золотоносны на Северном Кавказе [8]. Но платиноносность их никогда не проверялась.

Зеленокаменный метаморфизм и полное перерождение терригенных комплексов девона проявились по всей чернosланцевой полосе Северного Кавказа, в том числе и в сланцах Урупского района. Эти изменения заключаются в перерождении глинистой составляющей в гидрослюды, в хлоритизации, окварцевании и карбонатизации, углефикации и превращении органических остатков в антроксолит, перерождении текстурного и структурного плана и подчинению его региональной сланцеватости [1, 5]. Осадочно-диагенетические формы сульфидов перекристаллизовываются в кристаллически зрелый пирит, микроконкреции и фоссилии по растительным и биогенным органическим остаткам. Фоновая пиритизация (0,5-3,0% объема породы) развита по всему разрезу сланцевой толщи. В сланцах в реликтовой форме хорошо сохраняется полный набор генетических типов пирита: 1 – осадочно-диагенетический пирит, тонкодисперсный рассеянный, фрамбоидальный (зерна диаметром 0,002-0,05 мм), микрофоссилии и микроконкреции (до 0,15 мм); 2 – метаморфогенный пирит, кристаллически зрелый: это – кубические идиобласты с типоморфной ориентировкой оси L_3 субперпендикулярно сланцеватости с хаотичной зональностью роста; 3 – метасоматический, кристаллически зрелый: идиобласты кубического габитуса, с редкими гранями пентагондодекаэра, или таблитчатые удлиненные, структурно подчиненные сланцеватости (0,1-15 мм). Зональность слабо выражена – 1-го и 2-го рода.

Благородные металлы в черных сланцах

Благородные металлы в черных сланцах Урупского района в минеральной форме не обнаружены. Собственные минералы благородных металлов (золото, электрум, платина, рутениридоосмин) найдены авторами в продуктах разрушения сланцев, в современном аллювии рек Уруп и Власенчиха [2]. Широкое развитие рудных металлов (Au, Pt, Pd) проявилось при анализе серии штуфных проб атомно-абсорбционным методом. В сланцах по простиранию балки Бахмутки на протяжении более 300 метров было отобрано 15 литогеохимических проб, показавших содержание металлов в сумме от 0,26 до 2,41 г/т (среднее – 1,18 г/т). Все пробы образовали площадную аномалию линейной формы со средними содержаниями металлов: Au – 0,20 г/т, Pt – 0,331, Pd – 0,462 г/т (табл. 2). Кроме того, в этом же разрезе по балке Бахмутке в сланцах в зоне мощностью 200 м спектральными анализами выявлена аномалия серебра (Ag) с содержанием 1,0-3,0 г/т. Также выявлены концентрации никеля и кобальта, соотношения которых подчеркивает постоянное преобладание никеля (табл. 2). Такие пропорции содержаний этих металлов обычно характеризуют экзогенное их происхождение.

Таблица 2

Содержание металлов в сланцах Урупского района по б. Бахмутка (г/т)*

№№ проб	Au	Pt	Pd	Cu	Pb	Co
У-39/00	0,29	0,5	0,4	33,4	35,3	20,3
У-41/00	0,50	0,5	0,4	60,5	16,3	19,2
У-42/00	0,42	0,8	0,3	23,3	2,6	19,1
У-135/01	0,49	0,3	0,2	3,2	3,,0	17,4
У-132/01	0,44	0,4	0,2	54,6	4,6	20,2
У-222/2	0,45	0,3	0,12	2,0	3,6	11,5
У-17/00	0,37	0,4	0,26	19,9	8,2	18,3
У-18/00	0,36	0,4	0,17	15,7	8,9	14,5
У-31/00	0,82	0,2	0,15	16,2	8,2	10,8
У-43/00	0,29	0,01	0,06	23,8	25,0	9,5
Бх-34/99	0,15	0,2	0,9	-	-	11,6
У-16/10	0,31	0,3	1,8	-	-	4,7
У-2/10	0,32	0,2	1.0	-	-	5,5
У-1/03	0,72	0,1	0,1	-	-	7,5
У-1/10	0,31	0,3	1,3	-	-	4,9

*Анализы выполнены в лаборатории физико-химических исследований Института геологии Дагестанского научного центра РАН атомно-абсорбционным методом.

Установлены обстановки и источник наложения на черносланцевые толщи Кавказа активных мобилизаторов и транспортирующих структур, способствующих экстракции, выносу и концентрации благородных металлов. Реализация потенциальной рудоносности черных сланцев осуществляется в участках наложенных разновозрастных энергетически активных зон – регионального и локального метаморфизма, тектонических нарушений, магматических комплексов, участков гидротермальной проработки. Причиной мобилизации и локаль-

ного переотложения рудного вещества черных сланцев могут быть элизионные процессы. Алевропелитовые породы артыкчатской и бахмуткинской свит представлены исключительно филлитами. Рентгенографические исследования этих пород не обнаруживают глинистой составляющей, повсеместно превращенной в гидрослюды. Такой переход сопровождается выделением громадного количества термодегидратационных вод, нагретых до температур 350-380 ^{0}С. Подобные термальные воды представляют собой агрессивные гидротермальные растворы, агрегирующие и мобилизующие тонкодисперсное золото черных сланцев. Повсеместно в девонских черных сланцах золото мобилизуется в флюидоактивных тектонических зонах (Северный разлом Передового хребта [8]) и наложенных магматических жильных комплексов (Худесский магматический комплекс даек).

Оруденение и метасоматоз черных сланцев Урупского района

Гидротермальные изменения черных сланцев в региональном плане заключаются в широком развитии маломощных жил и прожилков молочно-белого кварца мощностью от 2-3 мм до 0,8-23,0 см и протяженностью до 3,0 м. Часто жилы имеют линзовидную и гнездовую формы при мощностях не более 1 метра. Гидротермальные изменения экзоконтактов тонких жил практически не проявляются, а сами прожилки часто фиксируют плойчатые текстуры дислоцированных черных сланцев. В отдельных случаях серии мощных жил и гнезд кварца в тектонических зонах и узлах сопровождаются интенсивной карбонатизацией, хлоритизацией и превращением сланцев в пиритизированные кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты с наложенной карбонатной минерализацией.

Такие тектонические узлы вскрыты по балке Бахмутке. В центральной части разреза сланцев по балке в тектонической зоне развита мощная (8 м) штокверковая зона линзовидно-гнездовых жил белого кварца, сопровождаемая зоной пиритизированных кварц-серицитовых метасоматитов. Отдельные линзы кварца достигают мощности 0,5-0,6 м в поперечнике, кварц катаклазирован и карбонатизирован. Контакт метасоматита с кварцем четкий без постепенных переходов, контакт со сланцами постепенный. Микроскопические исследования метасоматитов показали, что они образуют ореолы в кварцевых штокверках вокруг мощных линз и гнезд белого кварца с затуханием метасоматоза в зоне мощностью 0,3-1,3 м. В метасоматитах отчетливо проявляются реликты замещаемых сланцев**.** Пирит (до 8-9% объема породы) развит в виде вкрапленности и гнезд в метасоматитах и зальбандах кварцевых жил. Линзовидные жилы и гнезда белого кварца нередко секут сланцеватость, следуя тектоническим нарушениям и зонам смятия и дробления. Белый кварц часто катаклазирован.

Заключение

На Северном Кавказе постановка работ по оценке территории на благородные металлы черносланцевой формации является новой и обосновывается исследованиями И.А. Богуша, В.И. Гончарова, В.И. Черкашина, М.М. Курбанова, Г.В. Рябова, В.С. Исаева, Н.В. Глазыриной [1-3, 5]. В качестве наиболее перспективных на благородные металлы

были выделены и исследованы черносланцевые комплексы девона зоны Передового хребта Северного Кавказа [1, 3]. Эти инициативные работы были поддержаны ведущими исследователями благородных металлов – В.И. Гончаровым, Д.А. Додиным и Д.В. Рундквистом и вошли в программу №8470:21 РАН «Фундаментальные проблемы геологии, условия образования и принципы прогноза традиционных и новых типов крупномасштабных месторождений стратегических видов минерального сырья».

Выводы

Приведенный пример обнаружения и изучения благородных металлов (Au, Pt, Pd) в палеозойских черных сланцах Урупского района расширяет в региональном масштабе Северного Кавказа площади их распространения. На западном фланге черносланцевой полосы, в Лабинском рудном район, благородные металлы также выделены в виде площадных аномалий [3]. Кроме того, единичные, отдельные штуфные пробы черных сланцев в бассейне рек Большой Лабы, Власенчихи и Урупа также проявляют аномальное содержание металлов в сумме 1,0% и более.

Установление в Урупском районе площадной аномалии золота, платиноидов и серебра, выявление авторами аналогичных геохимических аномалий в разных участках 200-километровой черносланцевой полосы зоны Передового хребта [3, 5] подтверждает еще раз принадлежность Северного Кавказа к новой комплексной рудной провинции благородных металлов РФ.

Литература

1. Богуш И.А., Исаев В.С., Глазырина Н.В. Вещественный состав и условия формирования палеозойской черносланцевой формации зоны Передового хребта Северного Кавказа // Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии юга России и Кавказа. Материалы 4-й науч. междунар. конф. Том 1. Актуальные проблемы геологического изучения Южного Региона. Новочеркасск. 2004. С. 57-72.

2. Богуш И.А., Рябов Г.В., Кафтанатий А.Б. Минералы платиновой группы в аллювии бассейна рек Уруп-Большая Лаба (Северный Кавказ) // Доклады Академии Наук РФ. 2010. Вып. 435, № 3. С. 357-360.

3. Богуш И.А., Рябов Г.В., Черкашин В.И Центры и прогнозные ресурсы благородных металлов (Au, Pt, Pd) на Северном Кавказе // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Т.VII. Часть 1. М., 2017. С. 20-32.

4. Геология СССР. Т. IX. Северный Кавказ. М.: Недра. Ч. 1. С. 83.

5. Гончаров В.И., Богуш И.А., Глазырина Н.В., Исаев В.С. Литология, геохимия и золотоносность черносланцевых комплексов Северного Кавказа // Вестник ЮНЦ РАН. Т.1, № 4, 2005. С.58-64.

6. Гурская Л.И. Платинометалльное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 208 с.

7. Лазаренков В.Г., Смыслов А.А., Тихомиров Л.И. Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов. С-Пб., 1998. С. 210-230.

8. Черницын В.Б., Прокуронов П.В. Металлогеническая специализация Пшекиш-Тырныаузского глубинного разлома (Большой Кавказ) // Геология рудных месторождений. 1977. № 2. С.115-118.

9. Gurskaya L.I. Platinum-group element mineralization associated with the black shales and new stratiform type ort for PGE. Abstr. VI Internation. Platinym semhjs. Perth, W.Australia, 1991, P. 23.

10. Holland H.D. 1979. Metals in black shales – a reassessment Economic Geology.. P. 1676-1680.

11. J.Mao, B.Leman., A.Du, G.Zhang, D.Ma, Y.Wang, M.Zeng, R.Kerrich Re-Os Dating of Polymetallie Ni-Mo-ЗПУ-Au Mineralization in Love Cambrian Black Shalts of South Cina and Its Geologie Sinificanse. Ec0nomic Geol/ Vol 97, 2002. P. 1051-1060.

УДК 552.32; 550.4

ГЕОХИМИЯ КАРБОНАТНЫХ КСЕНОЛИТОВ В ПЛИОЦЕН – ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИТАХ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Газеев В.М.[1], Гурбанов А.Г.[1], Галускин Е.В.[2], Галускина И.О.[2], Гурбанова О.А.[3]

[1]ВНЦ РАН, Владикавказ, Россия

[2]US, Sosnowiec, Poland

[3]МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Введение

В неоген-четвертичных эффузивах Большого Кавказа (БК), залегающих на мезозойских карбонатных толщах, встречаются карбонатные ксенолиты (КК). Это обычно практически неизмененные или заметно мраморизованые породы. В редких случаях отмечаются мелкие ксенолиты (размером до 10 см в поперечнике) замещенные пластичной, белой массой – природной извести и ксенолиты, в которых встречаются вторичные изменения разнообразной природы. Нами в разных районах БК (Верхне-Чегемская кальдера и Кельское вулканическое нагорье) обнаружены крупные КК размером до нескольких десятков кубических метров с зонами высокотемпературных контактовых изменений известково – скарнового типа, которые представлены большим набором редких и впервые обнаруженных здесь минералов. Кроме того, в этих КК отмечены участки с послескарновыми низкотемпературными гидротермальными преобразованиями. Наблюдаемые изменения находятся в прямой зависимости от места попадания этих ксенолитов в магматический расплав (подводящие каналы, контакты на глубине нескольких сотен метров либо на поверхности), а также от интенсивности и длительности температурного воздействия, оказываемого вулканитами (расплавом) на обломки карбонатных пород. В настоящей публикации рассматриваются геохимические характеристики зон изменения карбонатных ксенолитов и вмещающих их вулканитов.

Верхне-Чегемская кальдерная структура (ВЧК) площадью около 110 км^2, крупный район проявления игнимбритового вулканизма. ВЧК расположена в восточной части Эльбрус-Чегемской вулканической области, в верховьях рек Чегем, Кестанты. В настоящее время это высокогорное вулканическое плато, которое в центральной и северной частях подстилается позднеюрской карбонатной толщей. Разрез ВЧК состоит из двух частей разделенных горизонтом моренных отложений. Нижняя часть, мощностью до 2 км, сложена игнимбритами, туфами кислого и среднего составов, прорванными в северной части кальдеры субинтрузивным массивом гранодиорит-порфиров. Верхняя часть, мощностью до 0,3 км, сложена лавами двупироксеновых андезитов. Радиологический возраст игнимбритов и гранодиорит-порфиров по данным $^{40}Ar/^{39}Ar$ метода составляет 2,83–2,84 ± 0,2 млн. лет [14]. На эрозионной поверхности вулканической постройки, на значительном удалении (первые километры) по вертикали и горизонтали от пород фундамента, в игнимбритах обнаружено несколько участков, где встречаются КК видимой площадью на поверхности от 3 до 20 м^2

[2]. В КК (от ядерной части к периферии) выделяются: 1 – фрагменты карбонатных ядер; 2 – скарновые зоны; 3 – зона низкотемпературных изменений; 4 – зона приконтактовых изменений игнимбритов.

Игнимбриты (ИГ) – это розовато-серые породы с игнимбритовой микроструктурой. Фенокристы и их обломки представлены кварцем, плагиоклазом (олигоклаз-андезин), биотитом, вверх по разрезу к ним добавляется гиперстен и роговая обманка. Мезостазис коричневато-бурая, стекловатая, участками слабо девитрифицированная псевдофлюидальная масса. *В* петрохимическом отношении ИГ соответствуют подотряду нормально- и низкощелочных пород, состав которых изменяется от риолитов SiO_2 =76,7– 75.,7 % в нижней части разреза, до риолитов-риодацитов SiO_2= 74,5–71,0 % в средней части, и риодацитов, дацитов SiO_2= 70,4 – 65,4% в верхней его части.

Зоны приконтактовых изменений (ЗПИ). При приближении к контакту с КК, на протяжении 0.5-1.0 метра в ИГ отмечаются цветовые изменения: вначале появляются осветленные, разуплотненные участки и в 15–30 см от контакта, порода приобретает зеленоватый оттенок. По сравнению с неизмененными ИГ в осветленных участках отмечено понижение содержания SiO_2 на 2%, повышение Na_2O, K_2O на 0,8%, MgO на 1,5%; в зеленоватой части, установлено понижение содержания SiO_2 до 65,6%, Na_2O с 3,7% до 2,0% и увеличение содержания MgO с 0,8% до 8,7%, K_2O с 3,8% до 6,3%. Таким образом в ЗПИ на фоне понижения содержания SiO_2 отмечается заметный рост MgO и K_2O. В зеленоватых породах, относимых по внешнему виду к измененным игнимбритам, появляется флогопит, санидин, магнезит, а ближе к зоне контакта с КК появляются волластонитовые каемки на вкрапленниках кварца, и, кроме того, флюорит, ксонотлит и эгирин. Во встреченных здесь реликтах обломков песчаника зажатых между ИГ и КК установлены такие минералы как магнезионептунит, нептунит, анальцим и полуцит.

Верхнеюрские карбонатные толщи (ВКТ). Карбонатная толща основания ВЧК относится к Нальчикскому разрезу верхней юры (мощность до 700м), является эталонной для значительной части северного склона БК. В районе ВЧК это известковистые доломиты и слабо доломитистые известняки. Сравнение концентраций элементов в этих известняках с кларками для карбонатных пород [4] показало, что за исключением As и S, они сопоставимы либо ниже кларковых величин. Содержания S колеблется в пределах 0,05 – 0,27%, As от десятых долей до 400 г/т.

Мраморизованые ядра карбонатных ксенолитов встречаются в более крупных КК и представлены светло-серым мрамором, состоящим из периклаза, брусита, кальцита. Различаются они по содержанию CaO (29,22 – 54,25%); MgO (0,23 – 32,8%); S (0,01 – 0,37%); Cl (60 – 100 г/т); As (1 – 28 г/т).

Скарны. Светло-серая, массивная порода, в которой отмечаются розоватые и желтоватые участки. Отношение оксидов кремния и кальция свидетельствует о наличии среди них трех устойчивых разновидностей, обозначенных далее, как разновидности I^{ro}, II^{ro}, III^{ro} типов. Сложены они высокотемпературными минералами и продуктами их поздних изменений.

Разновидность I^{ro} типа обычно максимально приближена к видимому контакту с ИГ и характеризуются отношением CaO/SiO_2 близким к единице (0,9 – 1,2). В связи с тем, что по контактам ксенолитов развиты зоны поздних низкотемпературных изменений, эти скарны

сохраняются не везде, обычно в виде реликтовых зон небольшой мощности до 10 – 15 см. По – видимому, *разновидность* I типа – это эндоскарн причем на границе слабо измененного игнибрита и эндоскарна иногда появляется пограничная микрозональность волластонит-ранкинит-павловскиит-ларнит, часто нарушенная поздними силикато-галогенидами – русиновитом, рустумитом и куспидином. Внешне они мало отличаются от разновидностей II типа и могут непосредственно граничить с разновидностью III типа. От II и III типов скарны I типа отличаются более высокими содержаниями: SiO_2 29-35%; Al_2O_3 до 4,4%; MgO от 4,0 до 12,0 %; Cs – 12,5 г/т; Sb – 6 г/т и меньшим содержанием CaO 25 – 34% и относительно низкими концентрациями Cl – 0,05%; As – 271г/т. Характерными породообразующими минералами этой разновидности скарнов являются ларнит ± (кальциооливин, ксонотлит, вадалит, куспидин).

Разновидность II^{го} типа. Отношение CaO/SiO_2 близкое к 2 (1,8 – 2,6); $Si0_2$ 16 – 23%; CaO 37 – 43%; Al_2O_3 1.5 – 4.4%; MgO от 0,3 до 11,7 %. Здесь обычно присутствуют чегемит, вадалит, куспидин, спуррит, рустумит, кумтюбеит, райнхадбраунсит, гиббшит, катоит, гиллебрандит, афвиллит. В виде реликтовых фаз могут присутствовать рондорфит и ларнит. По последнему развиваются фторчегемит + эдгрюит. По содержанию петрогенных оксидов, а также и Cl, As, Sb, Cs, Zr, U они занимают промежуточное положение между скарнами I и III типа. В скарнах II типа отмечено незначительное повышение концентрации серы до 2,57% и молибдена до 16,8 г/т.

Разновидность III *типа* встречена в 1-м ксенолите в виде зоны мощностью до 0,8 м протяженностью до 6 – 7м. Характерно отношение CaO/SiO_2 близкое к 4 (3,8 – 4,4). Основные породообразующие минералы сперрит, кальцит ± (райхенбраунсит, кумтюбеит, рондорфит). Для этого типа характерны содержания $Si0_2$ 13,5 – 16 %, CaO 59 – 62% Al_2O_3 3,5% MgO 0,5 – 1,6%, Cl – 0,79% и As – 665 г/т.

Зоны низкотемпературных изменений (ЗНИ) встречаются на контактовых поверхностях по периферии ксенолитов, и иногда наложены на скарнированные и мраморизованные участки. Их мощность варьирует от сантиметров до 0.6 м, увеличиваясь в нижней части ксенолитов. Обычно ЗНИ сложены брекчиевидной, легко разрушающейся карбонат–эттрингит–таумасит–смектит–серпентинитовой массой. Величины отношений оксидов CaO/SiO_2 изменяются от 0,8 до 0,2% (среднее – 0,5%). Характерно существенное колебание содержаний: $Si0_2$ =31 – 49%; Al_2O_3 =1,1 – 9,0 %; MgO =1,2 – 25,5%; CaO=6,0 – 25,0%; Na_2O=0,1 – 1,0%; K_2O=0,02 – 1,56%; средние содержания S – 0,06%; Cl – 0,02%; As – 153 г/т; Mo 7,8 г/т; Cs – 44 г/т; U – 5 г/т; Sb – 3,5 г/т.

Кроме вышеописанных, в КК встречаются участки низкотемпературных «гидратных» изменений, сложенные слабо сцементированными мелкими обломками мраморов и мелоподобными массами. При содержании $Si0_2$ =7-3%, установлены существенные колебания Al_2O_3 = 0,5-5,0%; MgO=0,19-62,11%; CaO=7,92-22,0%; As=24-4325 г/т; Mo=1,1-21,6 г/т; Sb=0,1-10,8 г/т; W=0,1-54,7 г/т.

Кельский вулканический район (КВР) – один из центров новейшего вулканизма БК, находится на Южном склоне Главного Кавказского хребта в верховьях рек Большой Лиахви, Ксани, Белой Арагви. Преобладающими породами КВР являются афировые и порфировые разновидности андезитов и дацитов, залегающих на позднеюрско-меловом флише, представленном чередованием известняков, мергелей, глинистых сланцев. Вулканическая

активность в КВР длилась более 200 тыс. лет. Установлены следующие временные рамки для главных фаз: 225–170; 160–130 и менее 30 тыс. лет назад [9]. В лавовых потоках вулканов «Шадил–хох» и «Кели» встречаются КК размером от 0,1 до 1,5 × 3,0 м. Наиболее крупный КК обнаружен в нижней, глыбовой части дацитового потока вулкана «Шадил–хох». Дациты светло серые породы с вкрапленниками плагиоклаза, ромбического пироксена и иногда кварца. В дацитах на границе с КК встречается маломощная (до 1-2 см) ЗПИ в которой присутствуют: лейцит, нефелин, оливин, диопсид, шорломит [3]. В скарнах от контакта КК к его центральной части величина CaO/SiO_2 отношения возрастает от 1,2 до 4,2. Ближе к зоне контакта расположен скарн с ларнитом, мервинитом, геленитом, рондорфитом, спурритом. При удалении от зоны контакта преобладающими минералами становятся спуррит и карбонат. В скарнах установлены повышенные содержания Cl = 0,1-1,5%; S =0,4-3,2%.

Обсуждение результатов

В процессе изучения карбонатных ксенолитов установлено, что в измененных эффузивах, на контакте с КК повышаются концентрации MgO и K_2O. Скарноиды в КК, по сравнению с неизмененными карбонатными толщами, содержат повышенные концентрации Cl, S, As, Mo, U, Sb. Рассмотрим более детально процессы, приводившие к перераспределению элементов на контактах карбонатных ксенолитов с лавами плиоцен-четвертичных вулканов БК: 1) Процесс приконтактового накопления K_2O; 2) Причины обогащения скарноидов КК летучими компонентами; 3) Процессы приводящие к перераспределению MgO.

1. Известно, что на границе расплав – карбонатная порода, возникает щелочная приконтактовая фация магматических пород. Это явление изучено [6] на примере магнезиальных скарнов магматической стадии, где в магматических телах развиты следующие пары главной и приконтактовой фации, соответственно: гранит – граносиенит; граносиенит – сиенит; сиенит – нефелиновый сиенит. Обычно щелочная приконтактовая фация имеет небольшую мощность, от сантиметров до десятков метров и не может быть объяснена ассимиляцией, поскольку карбонатные породы практически не содержат щелочей. Однако, это явление вполне закономерно и вызвано кислотно-основным взаимодействием сред [6]. В основной среде во флюидах, равновесных с кислыми расплавами, резко снижаются коэффициенты активностей кислотных компонентов и повышают коэффициенты активностей оснований и особенно, KOH и NaOH. Возникающие разности активности компонентов приводят к их диффузии в обе стороны от контакта и к повышению щелочности минеральных парагенезисов у контакта. Таким образом, формирование зоны повышенной щелочности на контакте ИГ и КК обусловлено кислотно-основным взаимодействием сред при формировании высокотемпературных скарнов.

2. Концентрации Cl=0,01-1,17% и S=0,27-7,82% в скарнах превышают таковые в верхнеюрской карбонатной толще (Cl=0,006-0,01%, S=0,01-0,37%) и в игнимбритах (S=0,01-0,05%). Частично эти компоненты могли быть унаследованы от исходных карбонатных пород, а какая-то их часть, вероятно, привнесена из контактирующего расплава. Известно, что даже не высокие концентрации хлора в магме приводят к появлению несмешивающихся фаз, концентрированной «хлоридно-солевой ионной жидкости» и высокоминерализован-

ного силикатного расплава. В отличие от F, коэффициент распределения Cl между водным флюидом и расплавом очень высок (31:1) [12]. Следовательно, равновесная водная паровая фаза будет экстрагировать Cl из магмы и выносить его с газовыми эманациями. Преобладающими соединениями хлора в составе магматической водной фазы при параметрах интрузивного процесса являются хлориды Na, K, Fe, H. При субвулканических условиях, за счет частичного гидролиза хлоридов, щелочей, соляная кислота будет предпочтительнее входить в газовую фазу. В вулканических процессах, характеризующихся низким давлением и высокой температурой, доминирующей формой переноса Cl становится HCl. Фтор, благодаря растворимости в силикатных расплавах, накапливается преимущественно при их дифференциации. Однако в процессах вулканизма наблюдается образование водного флюида, содержащего заметные количества F, не превышающие обычно первых процентов в сумме всех магматических газов. Исследования в областях действующего вулканизма [10] и расчетные данные [8] показывают, что фтор отделяется от силикатного расплава в приповерхностных и поверхностных условиях, главным образом, в виде HF.

Сера высокотемпературных эманаций, в паре и в жидких растворах выделяющихся при извержении вулканов, и при всех известных условиях проявления гидротермального рудообразования представлена соединениями SO_2, H_2S, находящимися между собой в динамическом равновесии. Всякое повышение температуры приводит к увеличению концентрации SO_2 (сульфатная сера), за счет уменьшения H_2S и наоборот. Способность SO_2 к гидролизу приводит в поверхностных условиях к тому, что в растворах создаются повышенные концентрации $H_2SO_{4,}$ а в газовой фазе H_2S. Однако сероводород в зоне аэрации превращается в серную кислоту под действием атмосферного кислорода. Это имеет принципиальное значение, поскольку оно контролирует содержание серной кислоты в нагретых водах. В высокотемпературных сольфатарах количество H_2SO_4 должно быть самым высоким, т.к. оно складывается из продуктов гидролиза SO_2 и окисленного H_2S. В более низкотемпературных сольфатарах, где уже отсутствует SO_2, концентрация H_2SO_4 может быть значительно ниже, поскольку определяется только содержанием сероводорода и окислительно-восстановительным потенциалом среды.

Принципиальная схема отделения летучих соединений от расплава [7] при эффузивно–интрузивном магматизме имеет следующий вид: Cl и F образуют соединения, устойчивость которых контролируется давлением; SO_2 – контролируется температурой и процессами гидролиза; H_2S – контролируется окислительно-восстановительными реакциями. С уменьшением температуры, а также с течением времени, в вулканических газах происходит закономерное изменение набора летучих компонентов, которое имеет универсальный характер и не зависит от состава расплава. Сначала исчезают галоиды, потом сернистые газы и наконец, углекислота. Это определяет изменение характера перерождения пород, взаимодействующих с гидротермами, и проявляется в смене продуктов сульфатно-галоидного выщелачивания, сначала продуктами сульфатного, а в дальнейшем гидрокарбонатного выщелачивания [11].

3. В приведенных описаниях зон приконтактовых изменений (ЗПИ), зон низкотемпературных изменений (ЗНИ) отмечено накопление MgO. В скарнах оно закономерно убывает

от I^{ой} к III^{ей} разновидности (от периферии к центру). Представляется, что полученные результаты следует рассматривать с нескольких позиций. Во-первых, уже в исходных разрезах возможна причудливость переходов от известняков к доломитизированным известнякам [1]. Во-вторых, в скарнах от I^{ой} к III^{ей} разновидности, его накопление в более кремнистых и менее кальциевых породах следует связывать с эффектом кажущегося перемещения инертного компонента [5], остающегося, в значительной степени в метасоматической колонке при замещении доломита скарнами и магмой. В-третьих, перераспределение магния на постмагматической низкотемпературной стадии связано с воздействием флюида богатого углекислотой. Последний приобретает свойства кислоты, разлагающей силикаты, алюмосиликаты, и способен извлекать магний из них и первичных доломитовых пород. При этом повышение содержания магния, по аналогии с процессами доломитового метасоматоза [13] и выветривания происходит в наиболее проницаемых частях. В нашем случае это приконтактовые брекчии (ЗНИ), и участки с обломочной структурой во внутренних частях ксенолитов.

Приведенные выше данные свидетельствуют о сложной эволюции пород, слагающих КК. На ранней стадии, в условиях открытой системы, при взаимодействии обломков карбонатных пород с расплавом образуются высокотемпературные скарны и зоны приконтактовых изменений эффузивов. В скарнах формируется зональность, прослеживаемая по CaO / SiO_2 отношению. Поздние изменения скарнов, происходящие при остывании вулканитов, в условиях меняющегося состава летучих компонентов и приводят к образованию большого количества разнообразных вторичных минералов. Однако они не приводили к существенному перераспределению Ca, Si (практически не нарушая сложившуюся ранее зональность), что по–видимому, связано с небольшой длительностью этих процессов во времени, и ограниченным количеством летучих компонентов.

Заключение

1. Изучено распределение петрогенных, летучих и рудных элементов в карбонатных ксенолитах в плиоцен-четвертичных вулканитах Большого Кавказа. Выделены систематически встречающиеся метасоматические зоны: зона приконтактового изменения эффузивов; зона низкотемпературных изменений; зона скарнов I^{го}, II^{го}, III^{го} типов; мраморизованые ядра ксенолитов.

2. На границе скарнированых КК с эффузивными породами выявлен эффект приконтактового ощелачивания вулканитов. Показано, что в приконтактовых зонах мощностью от первых сантиметров до 0.6 м возрастают содержания K_2O, Na_2O, MgO. Здесь встречаются такие минералы как флогопит, санидин, эгирин, магнезит, лейцит, нефелин, оливин, диопсид, шорломит, которые отсутствуют в контактирующих эффузивах и скарнах. Формирование зоны повышенной щелочности на контакте ИГ и КК обусловлено [6] кислотно-основным взаимодействием сред при формировании высокотемпературных скарнов.

Литература

1. Варлаков А.С. К вопросу о дедоломитизации и образовании магнезитов // ДАН СССР1960. Т 134, №2. С. 425-428.

2. Газеев В.М., Задов А.Е., Гурбанов А.Г., и др. Редкие минералы Верхне-Чегемской кальдеры (в ксенолитах скарнированных известняков из игнимбритов) // Вест. ВНЦ РАН. 2006. Т.6, № 1. С. 18-27.

3. Газеев В.М., Гурбанова О.А., Задов А.Е., и др. Минералогия скарнированных известковых ксенолитов вулкана Шадил-хох (Кельский вулканический район Большого Кавказа) // Вест. ВНЦ РАН. 2012. Т. 12, №2. С. 23-33.

4. Войткевич Г.В, Кокин А.В., Мирошников А.Е. Прохоров В.Г. Справочник по геохимии. М.: Недра, 1990. 480 с.

5. Жариков В.А. Магматическое замещение карбонатных толщ // Международный геологический конгресс. XXI сессия. Доклады советских геологов. 1960. С. 54-67.

6. Коржинский Д.С. Кислотно-основное взаимодействие флюидов с породами и магмой // Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978. С. 5-9.

7. Коробов А.Д. Метасоматические процессы в областях наземного вулканизма: Учебное пособие для студентов геологических факультетов. Саратов, 1996. 46 с.

8. Когарко Л.Н. Рябчиков И.Д. Летучие компоненты в магматических процессах. // Геохимия. 1978. №9. С. 1293-1321.

9. Лебедев В.А., Чернышев И.В., Арутюнян Е.В. и др. Хронология извержений четвертичных вулканов Кельского нагорья (Большой Кавказ) по данным K-Ar изотопного датирования // ДАН. 2004. Т. 399, №3. С. 378-383.

10. Набоко С.И. Химические типы вулканических вод // Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974. С. 8-14.

11 Набоко С.И. Метасоматиты областей активного вулканизма и их рудоносность // Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978. С. 194-203.

12. Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 232 с.

13. Справочник по литологии. М.: Недра, 1983. 505 с.

14. Gazis C.A., Hon K., Taylor H.P., Tsvetkov A.A. Stratigraphically controlled geochemical anomalies within the Chegem caldera, Caucasus Mountains. EOS, 1992, V. 73.

УДК 551.21; 552.313.8; 552.23

ВЫЯВЛЕНИЕ ИСТОЧНИКОВ ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ПЕПЛОВ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА И ПРЕДКАВКАЗЬЯ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ, ПЕТРОХИМИЧЕСКИМ И ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Газеев В.М.[2], Гурбанов А.Г.[2], Лексин А.Б.[1], Исаков С.И.[3], Гурбанова О.А.[4]

[1]ИГЕМ РАН, Москва, Россия

[2]ВНЦ РАН, Владикавказ, Россия

[3]ИГ ДНЦ РАН, Махачкала, Россия

[4]МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Введение

Вулканический пепел является важным геологическим свидетельством сильных эксплозивных извержений с частыми катастрофическими последствиями. При попадании пеплов в верхние слои атмосферы они переносятся воздушными массами на большие расстояния (от десятков и до тысяч километров) и выпадают на обширных территориях. Поэтому в слабо фаунистически охарактеризованных геологических разрезах пород пепловые горизонты могут служить надежным маркирующим горизонтом и использоваться для:

- определения возраста вмещающих их толщ, если известен возраст пеплов в истории развития конкретного вулкана;

- изучения катастрофических событий, связанных с прошлыми эксплозивными извержениями и определения частоты их повторяемости, что важно для моделирования катастрофических экологических сценариев в случае возобновления активности «спящих» вулканов Кавказа в будущем;

- реконструкции палеогеографических условий, в частности особенностей циркуляции воздушных масс в атмосфере на момент извержения;

- промышленного освоения и налаживания производства в зависимости от составов пеплов и в строительстве, в качестве утеплителя, добавок для пуццоланизации портланд-цемента и в качестве мягкого абразива.

Определение возраста пепловых горизонтов, обнаруженных в Предкавказье в фаунистически охарактеризованных отложениях, поможет более объективно расшифровать историю проявления новейшего вулканизма Кавказа. Для использования вулканического пепла (тефры) в качестве геологического маркера и выявления конкретных вулканов, с активностью которых связан тот или иной пепловый горизонт необходимо знать типоморфные минералогические и геохимические характеристики и возраста туфовых и пепловых горизонтов, занимающих определенное положение в разрезах вулканов Кавказа. Следует отметить, что для многих вулканов такая информация у нас имеется.

В геологической литературе информация о находках разновозрастных пеплов и туфов

на территории Южного Федерального округа крайне ограничена. Однако, несмотря на это, пока отсутствует систематизация минералогических и геохимических характеристик уже известных пепловых и туфовых горизонтов, в том числе и для ряда эталонных объектов. Такая работа не может быть выполнена отдельными разрозненными коллективами геологов работающих на ограниченной территории, и обычно не имеющих доступа к современным аналитическим приборам и методам изучения вещества. Поэтому проблема систематизации всех имеющихся данных по комплексной характеристике пепловых и туфовых горизонтах, сформулированная около 100 лет тому назад, существует до сих пор и ждет своего решения. Для этого необходимо создание комплексной целенаправленной программы исследований научных коллективов из организаций РАН, МПР РФ и Высшей школы.

С конца прошлого века сотрудники лабораторий Петрографии и Изотопной геохимии и геохронологии Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ РАН) начали комплексные исследования новейшего вулканизма Большого Кавказа (БК). Изучались известные и впервые обнаруженные пепловые горизонты, расположенные как в районах вулканических центров, так и за их пределами, включая и Предкавказье. Приведенные в этой статье материалы, в дальнейшем будут дополняться и послужат базой для создания эталонной схемы распространенности и особенностей петрохимического, геохимического и минералогического составов и возраста плиоцен-четвертичных пеплов в пределах БК и Предкавказья (ПК).

История исследования пепловых отложений на территории БК и ПК и в прилегающих регионах

Одной из характерных особенностей кайнозойских отложений на территории БК и ПК является присутствие прослоев и линз пеплов (тефры), которые впервые были описаны Г.В. Абихом в 1863 году в Закавказье на Апшеронском полуострове. Затем пеплы описывались Н.И. Андрусовым в 1904-1911 годах на Таманском и на Керченском полуостровах; В.П. Рентгартеном в 1910 году – на Центральном Кавказе в районах г. Нальчика. В этот же период П.З. Виноградов – Никитин обнаруживает под толщей пеплов Ахалцихского района, остатки окаменелого третичного леса, что свидетельствует о катастрофическом характере этого извержения.

Первое обобщение данных по вулканическим пеплам Кавказа и Закавказья, опубликовано в 1914 году П.Н. Чирвинским. По уменьшению размерности обломков стекла, и темноцветных минералов им впервые было определено направление переноса и показано, что Челекенские пеплы родом из Закавказья. А.А. Дубянский в 1928-1940 годах описал пеплы в плейстоценовых и акчагыльских отложениях Воронежской области. П.А. Православцев [11] в 1930 году обнаружил вулканический пепел дацитового состава на правобережье р. Кубань у станицы Темиржбекской Краснодарского края. Время породившего их извержения предположительно отнесено им к миндель – рисской межледниковой эпохе, а источник – не действующие сейчас вулканы Кавказа. А.А. Якубов в 1936 году опубликовал данные о вулканических пеплах Апшеронского полуострова. На основании сравнения химического

состава пепла с лавами Большого и Малого Кавказа им сделан вывод о происхождении пепла из вулканических центров Малого Кавказа, что подтвердило правильность выводов П.Н. Чирвинского. П.К. Заморий в 1937 году описал четвертичные пеплы в Степном Крыму, которые при SiO_2= 57,45% имеют повышенную щелочность – K_2O=4,65%; Na_2O=5,68%. Н.С. Боганик [1] в 1948 году описал линзы пепла на речной террасе р. Подкумок вблизи железнодорожных станций Подкумок, Скачки и станиц Константиновка, Лысогорская, где они принимают участие в строении вюрмских террас. Н.Н. Карлов [3] в 1957 году рассмотрел историю изучения вулканических пеплов Европейской части СССР, но интерес к этим объектам не ослабевает до сих пор. Саянов В.С. [14] отметил обилие пеплов и продуктов их разложения в нижнесарматских отложениях Молдавии, и предложил использовать их для увязки с миоценовыми разрезами Молдавии, Украины и Румынии. Н.И. Схиртладзе [15] впервые использовал пеплы для датирования вулканических образований. И.Н. Ремизов [12] описал на Украине около 50 пунктов, где в четвертичных суглинках присутствуют вулканические пеплы, большая часть которых приурочена к территориям Донецкой, Луганской, Полтавской и Харьковской областей. Отдельные проявления пеплов известны по Днепру и на Сиваше, а также в Измаильской и Воронежской областях. Пеплы часто залегают в пролювиальных отложениях второй половины неоплейстоцена, относимой к начальной стадии Осташковского оледенения. Состоят они, в основном, из изотропного вулканического стекла трахитового состава. В некоторых пеплах установлено присутствие костей крупных животных. В.И. Мелекесцев и др. [8] изучив состав пеплов позднеплейстоценовых отложений Европейской части СССР, связали их с катастрофическим извержением в районе Флегрейских полей (окресности Неаполя, Италия). Л.С. Белокрыс изучил пеплоносность сарматских отложений на юге УССР и предположил, что в сарматском веке пеплы могли переноситься в его юго-западную часть преимущественно из Карпатских, а в юго-восточную (Керченский полуостров) – из Малокавказских вулканов. Дотдуев С.И. [2] отметил обилие костей животных в вулканогенно-обломочных отложениях в районе г. Георгиевска. В.И. Муравьев [7] изучил стекла в пеплах базальтового состава из палеоценовых отложений Южного Поволжья и пришел к выводу о том, что породивший их вулкан располагался на расстоянии первых сотен километров. В.Ю. Лаврушиным [4] описан горизонт пепла в верхнехазарских слоях Нижнего Поволжья. По геохимическому составу он считает их идентичными вулканитам Эльбруса из района р. Бийтик-Тебе. В.У. Мацапулин [6] описал в Дагестане несколько десятков проявлений пеплов в сарматских, акчагыльских, апшеронских и в четвертичных отложениях. Детальным исследованием пеплов в отложениях сармата и верхнего меотиса Керченско-Таманского полуострова занимались Ю.В. Ростовцев и О.В. Парфенова [13]. По результатам исследований ими сделан вывод: пеплы сармата относятся к нормальному, субщелочному или умеренно щелочному петрохимическим типам – SiO_2 =74-77%, Al_2O_3=12-14%, сумма щелочей = 6-8%; пеплы верхнего меотиса преимущественно субщелочного и щелочного типа – SiO_2=66-69%, Al_2O_3=17-19%, сумма щелочей 10-13%. Источниками Керченско-Таманских пеплов являлись, по их мнению, вулканические центры Закавказья, расположенные в пределах Южной Грузии и Центрально-Армянской области.

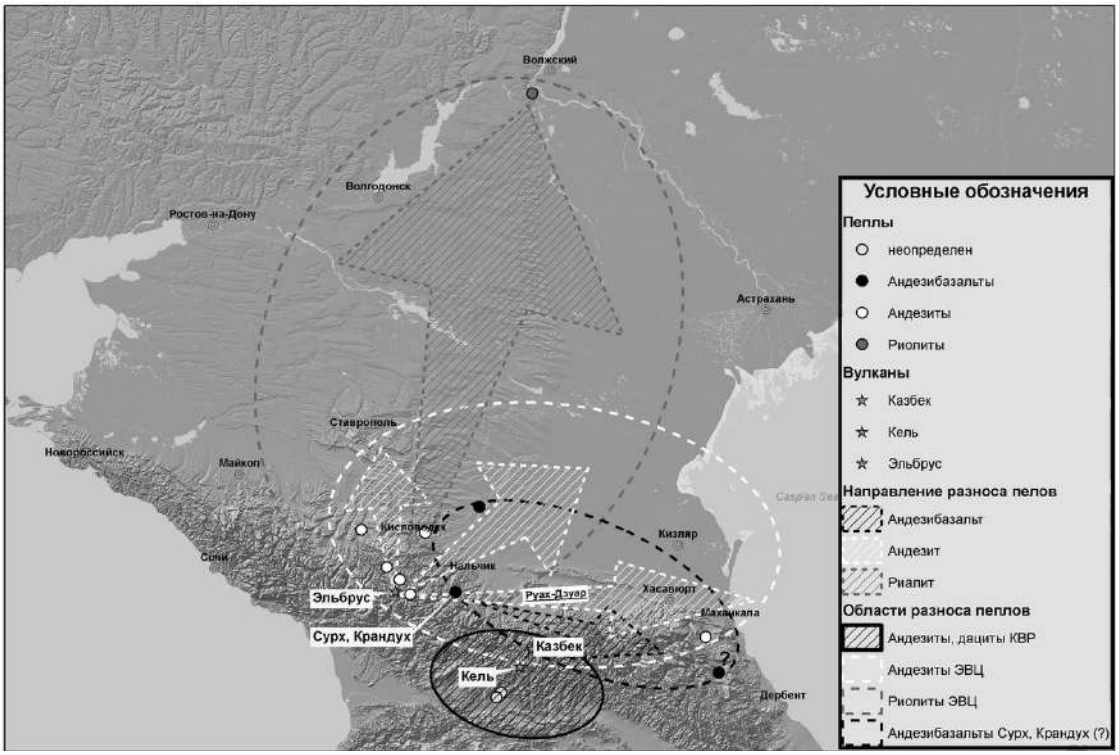


Рис 1. Схема разноса пеплов из новейших вулканических построек Большого Кавказа

Приведенный выше обзор публикаций по изучению пеплов на территории БК, ПК и прилегающих регионах свидетельствует о: широкой их распространенности в разрезах третичных и четвертичных отложений; различиях в петрохимических составах; наличии ряда регионов, из которых пеплы аэрально переносились при катастрофических извержениях в прошлом; и, что особенно важно, о полном отсутствии геохимической характеристики пеплов.

Петрохимические особенности новейших вулканитов Большого Кавказа

В плиоцене и четвертичное время на Большом Кавказе происходили мощные эксплозивные извержения ряда вулканов (рис. 1). Вулканические постройки этого периода сохранились, в основном, в пределах Эльбрус-Чегемской вулканической области (ЭЧВО), расположенной на территории Кабардино-Балкарии, Карачаево-Черкесии и в Казбекском вулканическом районе (КВР) на территории Грузии и Южной Осетии. Кроме того, в пределах Терско-Каспийского краевого прогиба на территории Северной Осетии присутствует толща, переотложенных вулканитов – свита Рухс-Дзуар (РД), вопрос об источнике которых до сих пор остается остро дискуссионным.

Нами в период с 1999 по 2010 год были собран представительный материал по новейшим вулканитам Большого Кавказа, который проанализирован методом РФА, в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН. Полученные результаты (табл.1) рассмотрены для выявления наиболее простых и надежных петрохимических и геохимических крите-

риев различия вулканитов разного возраста и вулканических центров. Сравнение вулканитов проведено по химическому составу, который отражает глубину зарождения исходного расплава и тип плавящегося кристаллического субстрата. Основные по составу вулканиты известны на Большом Кавказе как в третичном, так и в четвертичном временных срезах. Принято считать, что уровень генерации основных расплавов соответствует средней-верхней мантии, однако вулканиты Большого Кавказа являются не первично мантийными образованиями, а продуктами их контаминации, в разной степени, коровым веществом и последующей дифференциации на глубинах не более 60-70 км [10]. Расплавы среднего и кислого составов образуются за счет плавления пород нижней и верхней континентальной коры при участи дифференциатов расплавов основного состава.

Базальты и андезибазальты присутствуют как в КВР, так и ЭЧВО. В КВР нами изучены третичные вулканические потоки базальтового и андезибазальтового составов, развитые в среднем течении р. Малая Лиахва на территории Южной Осетии. Для них характерны содержания (SiO_2=49,5-54,4%; TiO =1,5-1,7%; K_2O=1,9-2,4% и величины отношений Na_2O/K_2O=1,6-1,8; Rb/Sr=0,02-0,05; K/Rb=117-101). В ЭЧВО известны останцы плиоценовых андезибазальтов в районе гор Сурх, Крандух, и плейстоценовые андезибазальты Тызыла. Андезибазальт гор Сурх, Крандух незначительно отличается по составу (SiO_2= 56.3 %; TiO_2=1.0 %; K_2O=1.5% и величинам отношений Na_2O/K_2O=2,5; Rb/Sr=0,13; K/Rb=59) от аналогичых пород Малой Лиахвы, в то время как андезибазальт из долины р. Тызыла (SiO_2=55,9%; TiO_2=1,4%; K_2O=2,6% и величины отношений Na_2O/K_2O=1,0; Rb/Sr=0,06; K/Rb=104) и единичные обломки андезибазальта из свиты Рухс-Дзуар (SiO_2=55,7%; TiO_2=1,1%; K_2O=2,5%; и величины отношений Na_2O/K_2O=1,6; Rb/Sr=0,11; K/Rb=72) уже практически идентичны им по составу. Таким образом, различия в составе вулканитов этой группы по данным РФА не существенны. На общем фоне немного выделяются вулканиты гор Сурх, Крандух, имеющие меньшие содержания TiO_2 Sr и величины K/Rb и более высокие величины Na_2O/K_2O, Rb/Sr отношений. Для андезибазальтов ЭЧВО и свиты РД характерны более высокие концентрации Zr.

Таблица 1

Геохимические особенности новейших вулканитов Большого Кавказа

Объект	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
К-во проб	*7*	*3*	*15*	*14*	*15*	*14*	*12*	*1*	*11*	*10*	*7*
SiO_2	49,51	54,44	63,00	65,29	69,15	58,64	66,27	55,71	61,84	65,57	68,98
TiO_2	1,79	1,55	0,77	0,72	0,59	0,96	0,6	1,15	0,73	0,58	0,42
Al_2O_3	16,92	16,96	16,59	16,49	15,63	16,9	16,53	18,16	16,62	16,22	16,00
Fe_2O_3+ FeO	10,00	7,90	4,93	4,59	3,50	5,94	3,56	7,4	5,07	4,02	3,01
MnO	0,17	0,14	0,13	0,11	0,07	0,11	0,07	0,11	0,08	0,07	0,05
MgO	6,53	3,87	2,54	1,96	1,38	4,71	2,1	4,06	2,51	1,7	0,96
CaO	10,11	8,16	4,79	4,51	3,77	6,20	4,13	6,25	5,25	4,06	3,32
Na_2O	3,07	4,68	4,01	4,29	4,77	4,40	4,53	4,21	4,22	3,75	4,64
K_2O	1,91	2,49	1,98	2,00	1,90	1,91	1,92	2,55	2,54	3,14	2,51

P_2O_5	0,72	0,53	0,17	0,16	0,14	0,31	0,21	0,48	0,36	0,29	0,17
S	0,02	0,01	0,06	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02
Сумма	100,75	100,73	99,58	100,76	100,92	99,51	99,95	100,09	99,23	99,41	100,08
Cr	163	146	108	85	54	110	41	195	95	49	35
Co	23	22	9	10	9	19	9	26	13	10	7
Cu	45	60	21	31	26	22	11	-	15	10	16
Ni	125	39	23	24	17	59	24	74	25	20	16
Zn	82	81	59	60	54	67	52	25	47	40	45
Pb	16	14	24	18	17	14	16	16	25	23	23
Rb	34	53	64	65	68	51	61	76	78	93	84
Sr	1433	900	482	469	410	812	460	637	677	462	452
Zr	82	81	170	173	181	153	164	212	177	151	152
Y	20	19	15	13	13	18	12	-	-	21	-
Rb/Sr	0,02	0,05	0,13	0,13	0,16	0,06	0,13	0,11	0,11	0,20	0,18
K/Rb	117	101	65	65	59	78	67	72	70	70	64
Na_2O/K_2O	1,6	1,8	2,0	2,1	2,5	2,3	2,3	1,65	1,66	1,19	1,84

Объект	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
К-во проб	9	5	8	9	1	7	2	10	32	46	108	115	121
SiO_2	56,37	55,96	62,79	75,51	61,95	74,03	62,19	67,88	69,33	68,04	66,94	67,17	66,55
TiO_2	1,05	1,43	0,98	0,08	0,77	0,26	0,83	0,69	0,6	0,64	0,73	0,68	0,7
Al_2O_3	16,52	16,49	15,86	12,66	16,75	13,02	15,93	15,05	14,68	14,75	14,87	14,89	14,83
Fe_2O_3+FeO	8,08	7,84	5,32	0,99	4,98	1,68	5,14	3,74	2,95	3,19	4,57	4,03	3,74
MnO	0,11	0,14	0,1	0,04	0,06	0,03	0,08	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,12
MgO	4,30	5,17	2,45	0,33	1,57	0,54	1,9	1,23	1,52	1,47	1,69	1,67	1,74
CaO	6,56	6,53	3,61	3,8	3,94	3,6	4,4	2,96	2,23	2,61	3,19	3,26	3,35
Na_2O	3,98	2,79	3,86	3,8	4,26	3,6	4,21	3,68	3,72	3,59	3,86	3,99	4,02
K_2O	1,56	2,62	3,40	4,3	3,02	4	2,45	3,59	3,98	3,76	3,39	3,49	3,35
P_2O_5	0,24	0,54	0,36	0,02	0,23	0,41	0,45	0,22	0,14	0,22	0,23	0,53	0,22
S	0,02	0,02	0,05	0,02	0,02	0,02	0,02	0,05	0,02	0,06	0,04	0,03	0,02
Сумма	98,79	99,53	98,78	98,55	97,55	99,14	98,36	99,15	99,24	98,4	99,58	99,81	98,64
Cr	148	181	72	30	82	32	67	42	21	30	38	39	38
Co	25	29	11	5	13	3	26	8	5	6	20	19	9
Cu	27	11	26	5	5	5	17	29	9	17	9	9	14
Ni	65	145	97	5	5	55	18	13	14	17	13	15	20
Zn	67	70	92	29	14	33	17	75	54	55	64	63	62
Pb	-	11	44	40	26	31	19	11	21	22	18	21	25
Rb	56	54	116	260	99	172	75	138	196	180	140	146	142
Sr	420	887	453	44	217	134	201	307	243	274	339	344	335

Zr	141	299	418	85	217	143	227	284	189	191	257	233	252
Y	-	16	25	-	27	-	24	21	26	22	21	23	23
Rb/Sr	0,13	0,06	0,25	5,9	0,45	1,28	0,37	0,44	0,8	0,65	0,41	0,42	0,42
K/Rb	59	104	62	35	64	48	69	55	42	43	51	50	50
Na_2O/K_2O	2,5	1,0	1,1	0,8	1,4	0,9	1,7	1,0	0,9	0,9	1,1	1,1	1,2

Примечание: (1-2) – вулканиты Казбекского вулканического района и свиты Руахс-Дзуар; третичные вулканиты Малой Лиахвы: 1 – базальт; 2 – андезибазальт. (3-5) – Кельское нагорье: 3 – андезиты; 4 – дациты; 5 – риодациты. (6-7) – Казбек: 6 – андезиты; 7 – дациты. (8–11) – вулканиты свиты Руахс-Дзуар: 8 – андезибазальт; 9 – андезиты; 10 – дациты; 11 – риодациты. (12-14) – Эльбрус-Чегемская вулканическая область: 12 – андезибазальты гор Сурх и Крандух. 13 – андезибазальты р. Тызыла. 14 – андезиты г. Таштюбе. (15-16) – Нижне-Чегемский район: 15 – риолиты; 16 – андезит из лахарового потока с Заюково. (17-18) – Верхне-Чегемская кальдера: 17 – риолиты; 18 – андезиты. (19) – дациты Кыртык-Сыльтранской вулканической постройки. (20-24) – Эльбрусский вулканический центр: 20 – риодациты (плиоцен-нижний эоплейстоцен); 21 – риодациты (верхний эоплейстоцен); 22 – дациты (нижний-средний неоплейстоцен); 23 – дациты (верхний неоплейстоцен); 24 – дациты (голоцен).

Андезиты КВР присутствуют в пределах Казбекского вулканического центра, Кельского вулканического района, в составе свиты РД Терско-Каспийского краевого прогиба. В ЭЧВО позднеплиоценовые андезиты участвуют в строении Верхне-Чегемской кальдеры. В Нижне-Чегемском районе они известны в лахаровом потоке у сел. Заюково, где присутствуют совместно с обсидианами. Андезиты слагают лавовый поток моновулкана Таш-Тюбе. Для андезитов Казбека характерны содержания SiO_2= 58,6%; K_2O=1,9% и величины отношений Na_2O/K_2O=2,3; Rb/Sr=0,06; для андезитов Кельского района – SiO_2=63,0%; K_2O=1,9% и величины отношений Na_2O/K_2O=2,1; Rb/Sr=0,13, т.е. они имеют близкие содержания K_2O и немного различаются по содержанию SiO_2 и Sr. Андезиты из свиты РД характеризуются содержаниями SiO_2=62,4%; K_2O=2,5% и величинами отношений Na_2O/K_2O=1,6; Rb/Sr=0,15); а андезиты Верхне-Чегемской кальдеры – SiO_2=62,5%; K_2O=2,4% и величины отношений Na_2O/K_2O=1,7; Rb/Sr=0,06) и Нижне-Чегемского района – SiO_2=61,9 %; K_2O=3,0% и величины отношений Na_2O/K_2O=1,4; Rb/Sr=0,37. Андезитам Таш-Тюбинского щитового моновулкана, расположенного севернее первых двух вулканических районов, характерны содержания SiO_2=62,8%; K_2O=2,6% и величины отношений Na_2O/K_2O=1,0; Rb/Sr=0,25 и незначительное повышение содержания K_2O, Rb и уменьшение величины отношения Na_2O/K_2O по сравнению с андезитами вышеуказанных районов. В андезитах ЭЧВО заметно повышение концентрации Zr.

Дациты проанализированы в пределах ЭЧВО, КВР, в Кельском районе, в свите РД и в Эльбрусском вулканическом центре (ЭВЦ). Дациты Казбека характеризуются содержаниями SiO_2=66,2%; K_2O=1,9% и величинами отношений Na_2O/K_2O=2,3; Rb/Sr=0,13. Дацитам Кельского района присущи концентрации SiO_2=65,3%; K_2O=2,0% и величины отношений Na_2O/K_2O=2,1; Rb/Sr=0,13), дацитам свиты РД – SiO_2=65,5%; K_2O=3,1% и величины отношений Na_2O/K_2O=2,1; Rb/Sr=0,13, т.е. они близки по этим параметрам к дацитам Кельского района. Небольшие увеличения содержаний K_2O и Rb заметны в дацитах свиты Руахс–Дзуар. Дациты Сыльтранской постройки (ЭВЦ) характеризуются содержаниями SiO_2=67,8%;

K_2O=3,59% и величинами отношений Na_2O/K_2O=1,0; Rb/Sr=0,44, а разновозрастные дациты ЭВЦ – SiO_2=66,5 – 67,17%; K_2O=3,3 – 3,5% и величинами отношений Na_2O/K_2O=1,1; Rb/Sr=0,42), что уже существенно отличается от дацитов развитых в Грузии, Южной и Северной Осетии. Наиболее заметны эти отличия в содержании K_2O, Rb, Zr и в величинах отношений Rb/Sr, Na_2O/K_2O (табл.1).

Риодациты и риолиты в КВР (Южная Осетия – Кельское плато) характеризуются содержаниями SiO_2=69,1%; K_2O=1,9% и величинами отношений Na_2O/K_2O=2,5; Rb/Sr=0,16). Этим породам из свиты Рухс-Дзуар присущи содержания SiO_2=68,9%; K_2O=2,5% и величины отношений Na_2O/K_2O=1,8; Rb/Sr=0,18). В ЭЧВО из Верхне-Чегемской кальдере эти породы характеризуются содержаниями SiO_2=74%; K_2O=4,0%; Na_2O/K_2O=0,9 и величинами отношений Rb/Sr=1,28, а в Нижне-Чегемском районе – SiO_2=75,5%; K_2O=4,3% и величинами отношений Na_2O/K_2O=0,9; Rb/Sr=5,9), а в пределах ЭВЦ – SiO_2=68-69,3%; K_2O=3,7-3,9 % и величинами отношений Na_2O/K_2O=0,95; Rb/Sr=0,6-0,8. В этой группе пород, так же как и в дацитах заметны различия в составе вулканитов Южной и Северной Осетии и Кабардино-Балкарии. Из анализа приведенных данных видно, что наиболее информативными для наших целей являются содержания K_2O, Rb и величины Rb/Sr и Na_2O/K_2O отношений.

При сравнении дацитов, риодацитов и андезитов Казбека и Кельского района с аналогичными породами в свите РД, расположенной значительно севернее первых двух районов и в Верхне- и Нижне-Чегемском районах, выявлен слабо выраженный тренд увеличения содержаний K_2O, Rb с юга на север в сторону Скифской платформы. Однако это увеличение не столь существенно и практически не влияет на идентификацию вулканитов разных районов по предлагаемым геохимическим критериям.

Пеплы вулканов Большого Кавказа в плиоцен–четвертичных отложениях Большого Кавказа и Предкавказья

Горизонты пеплов, которые можно использовать в качестве маркирующих возрастных уровней, участвуют в строении вулканических построек и присутствуют как в непосредственно прилегающих к ним территориях, так и на значительном (сотни километров) удалении от них. По составу они варьируют от базальтов, андезибазальтов до андезитов, дацитов и риодацитов (табл. 1, 3). В КВР нами изучены пеплы андезитового состава (SiO_2=62,5%; K_2O=2,1%; Na_2O/K_2O=1,4; Rb/Sr=0,14; Rb=74) вскрытые в карьере на правом борту р. Малая Лиахва. Видимая мощность пеплового горизонта, в котором присутствуют кости крупных млекопитающих, более 10 м. Изучены пемзы дацитового состава (SiO_2= 67,8%; K_2O=2,3%; Na_2O/K_2O=1,5; Rb/Sr=0,17; Rb=66) из озерных отложений на Кельском плато. В пределах Терско-Каспийского краевого прогиба опробован горизонт кристалокластического туфа дацитового состава (SiO_2=65,0%; K_2O=2,5%; Na_2O/K_2O= 1,8; Rb/Sr=0,14; Rb=77) свиты Руахс-Дзуар. Эти туфы имеют близкие содержания K_2O= 2,1-2,5%; Rb = 66-77 г/т и практически не отличаются по этим критериям от имеющихся в этих разрезах свиты РД слабо окатанных обломков эффузивов. Здесь также сохраняется тренд увеличения содержания K_2O и Rb в направлении с юга на север.

В ЭЧВО изучены пеплы андезибазальтового состава (SiO_2=54,7%; K_2O=1,2 %; Na_2O/K_2O=1,8; Rb/Sr=0,14; Rb=63), залегающие на вулканическом останце горы Кран- дух, и пеплопроявления в пределах ЭВЦ, которые мы рассмотрим более подробно.

Вулканическая постройка Эльбруса – сложное геологическое сооружение сформированное деятельностью нескольких разновозрастных вулканов. Здесь практически всеми исследователями выделяется несколько разновозрастных уровней, образованных лавовыми потоками близкого возраста и разделенных между собой горизонтами мореных отложений или иными структурными несогласиями (размывы, денудационные поверхности, угловые несогласия и тектонические смещения). Возраста этих уровней существенно различаются по результатам датирования различными геохронологическими методами (ЭПР датирование по кварцу, C^{14}; K-Ar; $^{39}Ar/^{40}Ar$, U-Pb SRIMP цирконометрия). В районе Эльбруса известны горизонты пемз и пеплов, находящихся в разрезах вулканической постройки и их разрозненные линзовидные тела, залегающие на поверхности лавовых потоков и на разновозрастных речных террасах вблизи ЭВЦ. В разрезах вулканической постройки присутствует горизонт пепла риодацитового состава (SiO_2=68,5%; K_2O=4,0 %; Na_2O/K_2O=1,0; Rb/Sr=0,7; Rb=192) в вулканической толще верхнего эоплейстоцена. Обнажается он в истоках рек Бийтик-Тебе и Уллу-Хурзук. Кроме того, известен горизонт пепла андезитового состава в толще нижне-средненеоплейстоценового возраста (SiO_2=63,3%; K_2O=3,1%; Na_2O/K_2O=0,8; Rb/Sr=0,6; Rb=218), обнажающийся в истоках реки Уллукам. Горизонт пемзовидных туфолав верхненеоплейстоцен-голоценового возраста залегает в основании восточной вершины Эльбруса (SiO_2=66,8%; K_2O= 3,75 %; Na_2O/K_2O=1,1; Rb/Sr=0,4; Rb=149). Реликты пепловых толщ, вблизи вулканической постройки известны в истоках р. Кызылкол (SiO_2=65,4%; K_2O=3,66 %; Na_2O/K_2O=1,0; Rb/Sr=0,3; Rb=153), на высокой террасе (Q_2?) реки Шаукол (SiO_2=2,6%; K_2O=3,74 %; Na_2O/K_2O=1,0; Rb/Sr=0,4; Rb=114), в долине р. Худес (SiO_2=59,9%; K_2O= 3,5 %; Na_2O/K_2O=0,9; Rb/Sr=0,3; Rb=124) и в долине р. Баксан ниже р. Перикол-су (SiO_2=64,4%; K_2O=3,9 %; Na_2O/K_2O=0,6; Rb/Sr=0,8; Rb=193). За исключением туфо-песчаников г. Крандух, пеплы ЭЧВО заметно отличаются от пеплов, встреченных на территории Южной и Северной Осетии по содержанию K_2O=3,6-4,0%; Rb=153-218 г/т.

Для сравнения с описанными пеплами КВР и ЭЧВО нами были изучены пеплы из разных районов Южного федерального округа (табл. 2). Пепел из разреза третьей террасы на правом берегу р. Кубань у станицы Темиржбекской в 285 км от Эльбруса (SiO_2=63,8%; K_2O=3,1%; Na_2O/K_2O=1,0; Rb/Sr=0,4; Rb=148) близок по составу с пеплом из долин рек Шаукол, Худес, Подкумок и пеплом нижне-средненеоплейстоценового возраста из разреза вулканической постройки Эльбруса. Пепел из района Отказненского водохранилища (SiO_2=52,6%; K_2O=1,2 %; Na_2O/K_2O=3,2; Rb/Sr=0,8; Rb= 73) идентичен пеплам из разреза вулканитов горы Крандух, расположенной южнее водохранилища на 55-60 км. По данным В.И. Мелекесцева [9] этот пепел незначительно кислее (SiO_2=60,6%; K_2O=1,4%; Na_2O/K_2O=3.2) и предположительно связывается с вулканом Казбек, однако пока в КВР пепел с такими параметрами геохимических критериев не обнаружен. Пепел из верхнехазарских отложений Нижней Волги (SiO_2=68.0%; K_2O=4,1%; Na_2O/K_2O=0,7; Rb/Sr=0,8; Rb=135) близок к пеплам из верхнее-эоплейстоценовой части разреза вулканической постройки Эльбруса, с которыми его сопоставляют [4, 9], но он незначительно отличается от них по Na_2O/ K_2O и Rb.

Таблица 2

Геохимические особенности пемз, пеплов и туфов в составе вулканических построек

Объекты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
К-во проб	3	2	1	1	4	1	1	2	3	1	1
SiO_2	67,85	62,40	65,08	54,75	68,48	63,3	62,6	65,39	66,8	64,4	59,9
TiO_2	0,43	0,84	0,57	1,18	0,57	0,7	0,8	0,75	0,67	0,65	1,05
Al_2O_3	14,13	17,53	17,87	15,22	14,61	15,75	15,6	15,72	14,96	16,85	15,8
Fe_2O_3+FeO	3,10	5,59	4,24	8,94	2,37	2,49	2,86	3,22	3,59	2,65	4,89
MnO	0,06	0,12	0,07	0,122	0,04	0,06	0,06	0,07	0,05	0,04	0,057
MgO	0,66	2,12	1,36	3,72	1,18	1,08	1,45	1,27	1,24	0,7	1,88
CaO	3,64	5,98	3,92	6,23	2,51	2,55	3,09	2,58	3,49	1,63	3,55
Na_2O	3,49	2,98	4,61	2,24	4,02	2,6	3,85	3,76	4,12	2,28	3,21
K_2O	2,3	2,1	2,54	1,25	4,04	3,13	3,74	3,66	3,75	3,93	3,56
P_2O_5	0,12	0,24	0,26	0,12	0,16	0,23	0,27	0,24	0,22	0,05	0,45
S	0,02	0,02	0,01	0,04	0,01	0,1	0,1	0,11	0,01	0,1	0,1
ппп	3,81	-	-	-	0,11	3,64	1	0,75	0,20	1,02	0,61
Сумма	99,61	99,92	100,3	93,81	98,1	95,63	95,42	97,52	99,1	94,3	95,05
Cr	29	77	37	170	27	18,7	32	27	24	827	49
Co	5	12	12	29	6	6,3	7,8	7	7	10,2	8,9
Cu	10	15	26	21	15	-	34	-	9	20	16
Ni	5	28	21	75	16	-	-	-	32	-	-
Zn	43	71	70	76	49	49	65	61	67	160	81
Pb	17	20	30	15	15	-	84	-	18	65	30
Rb	66	74	77	63	192	218	141	153	149	193	124
Sr	375	503	548	402	270	332	311	517	332	233	426
Zr	187	71.5	176	138	187	-	222	-	196	214	331
Y	15	14.5	-	23	23	-	3	-	10	21	23
Rb/Sr	0,17	0,14	0,14	0,15	0,71	0,65	0,45	0,29	0,44	0,82	0,29
K/Rb	72	59	70	42	31	30	55	50	53	42	60
Na_2O/K_2O	1,5	1,4	1,8	1,8	1	0,8	1	1	1,1	0,6	0,9

Примечание: 1 – Южная Осетия, пемзы с Кельского вулканического плато, подножье вулкана Кели. 2 – Южная Осетия, пепел из карьера в правом борту р. Малая Лиахва. 3 – Северная Осетия, горизонт кристаллокластического туфа, свита Руах-Дзуар.4 – Кабардино-Балкария, горизонт пепла на вершине вулканического останца г. Крандух. 5-9 – Вулкан Эльбрус: 5 – пеплы маркирующего горизонта второй толщи; 6 – горизонт туфов третьей толщи в верховьях р. Уллукам; 7 – реликты пепловой толщи на высокой террасе реки Шаукол (Q_1?); 8 – реликты пепловой толщи на реке Кызылкол; 9 – горизонт туфолав и пеплов в основании восточной вершины Эльбруса. 10 – Долина р. Баксан, карьер в правом борту р. Перикол-су. 11 – Реликты пепловой толщи р. Худес.

Таблица 3

Геохимические особенности пеплов Южного Федерального Округа

Объект	1	2	3	4	5	6	7
К-во проб	2	2	1	1	2	1	9
SiO_2	51,92	63,46	68,08	52,6	63,8	60,45	60,27
TiO_2	0,45	0,73	0,38	0,68	0,64	0,5	0,53
Al_2O_3	22,77	13,3	13,26	16,8	14,83	18,49	18,88
Fe_2O_3+FeO	2,91	4,24	2,34	4,44	3	3,8	3,99
MnO	0,08	0,07	0,06	0,05	0,05	0,07	0,31
MgO	2,59	1,56	1,08	2,56	0,06	2,36	0,6
CaO	1,52	4,48	1,49	4,5	2,7	6,17	2,86
Na_2O	2,33	3,02	2,85	3,79	3,13	3,76	4,68
K_2O	0,85	2,87	4,12	1,19	3,12	2,45	6,47
P_2O_5	0,85	2,87	4,12	1,19	3,12	2,45	6,47
S	0,11	0,19	0,11	0,16	0,22	0,3	0,1
ппп	13,69	5,58	6,05	6,98	3,59	1,95	
Сумма	99,22	99,5	99,82	93,75	95,14	100,3	98,69
Cr	16	34	5	40	15		
Co	5	8	66	9	6		
Cu	10	10	18	16	11		
Ni	5	5	-	-	21		
Zn	60	49	66	-	56		
Pb	67	25	31	15	21		
Rb	62	145	135	73	148		
Sr	284	328	163	431	358		
Zr	232	221	118	132	140		
Y	23	18	12	12	14		
Rb/Sr	0,21	0,44	0,82	0,16	0,41		
K/Rb	30	41	65	35	45		
Na_2O/K_2O	2,7	1	0,7	3,2	1,0	1,5	0,7

Примечание: 1 – Пепел из долины р. Халагори (Дагестан). 2 – Пепел из долины Эрпели- Азень. 3 – Пепел из верхнехазарских отложений Нижней Волги [4]. 4 – Пепел из района Отказненского водохранилища. 5 – Пепел из района станицы Темижбекской. 6 – Пепел из долины Подкумка [1]. 7 – Пеплы эксплозивных извержений позднего плейстоцена на территории Восточной и Южной Европы [9].

Пеплы в Дагестане опробованы в долине р. Халагори у шоссейной дороги Буйнакск – Леваши и на северо-западной окраине города Буйнакска в долине р. Эрпели-Азень. Пепел из долины Эрпели-Азень, сложенный вулканическим стеклом с ксенокристами плагиоклаза (олигоклаз-андезин), биотита и реже ромбического пироксена, по своему химическому составу (SiO_2=63,4%; K_2O=2,9%; Na_2O/K_2O=1,0; Rb/Sr=0,4; Rb=145) идентичен пеплам с третьей террасы р. Кубань у станицы Темиржбекской. Пепел из долины р. Халагори, состоящий из вулканического стекла с ксенокристами основного плагиоклаза, ромбического пироксена и роговой обманки, по составу и геохимическим критериям (SiO_2=51,9%; K_2O=0,85%; Na_2O/K_2O=2,7; Rb/Sr=0,2; Rb=62) похож на пепел из района Отказненского водохранилища и сопоставим с пеплом г. Крандух.

Заключение

В плиоцен-четвертичное время на Большом Кавказе происходили мощные вулканические извержения, в том числе и эксплозивные. Основные вулканические центры расположены на территории Кабардино-Балкарии (ЭЧВО) и юго-восточнее на территории Грузии, Южной Осетии (КВР) и Северной Осетии – свита Рухс-Дзуар (СРД). Преобладающими породами в КВР и СРД являются нормально и низкощелочные андезиты, дациты и плагиориодациты. Вулканиты ЭЧВО представлены преимущественно нормально и умеренно-щелочными риолитами-трахириолитами, кварцевыми латитами, дацитами и риодацитами. Сравнение пород среднего и кислого составов из ЭЧВО, КВР и СРД по содержанию в них K_2O и Rb позволило выявить устойчивые отличия (рис. 2). Так, в породах КВР K_2O<2,5%, Rb<68 г/т (от 34 до 68 г/т), в СРД – K_2O<3,14%, Rb<93 г/т (от 76 до 93 г/т) в ЭЧВО K_2O>3,49 %, Rb>110 г/т (от 110 до 260 г/т). В тоже время для пород основного состава из разных районов подобные устойчивые отличия (на уровне данных анализов полученных методом РФА) не установлены. Очевидно, что для более кислых расплавов они обусловлены особенностями состава земной коры (наличие гранитоидов в метаморфическом фундаменте, поскольку основным минералом-носителем Rb является микроклин), где формировались глубинные магматические очаги и приповерхностные камеры. Вулканиты КВР приурочены к структурно-формационной зоне (СФЗ) Южного склона Большого Кавказа, субстрат которой сложен мезозойскими осадками Тетиса, вулканиты СРД находятся в Терско-Каспийском краевом прогибе, а вулканиты ЭЧВО расположены на южной границе Скифской плиты, в строении фундамента которой существенную роль играют гранитно-метаморфические образования палеозоя.

Используя «K-Rb критерий и величины Rb/Sr; Na_2O/K_2O отношений», сравнивались горизонты пеплов обнажающиеся в КВР, ЭЧВО и СРД. Пеплы, распространенные в пределах ЭЧВО имеют андезидацитовый, дацитовый и риодацитовый составы. Содержание K_2O в них варьирует от 3,59 до 3,91%, Rb – от 153 до 200 г/т. Пеплы и пемзы КВР и свиты РД имеют андезитовый и дацитовый составы с характерными величинами K_2O=2,1-2,5%; Rb=66-77 г/т и несут все отличительные признаки, характерные для вулканитов рассматриваемых районов.

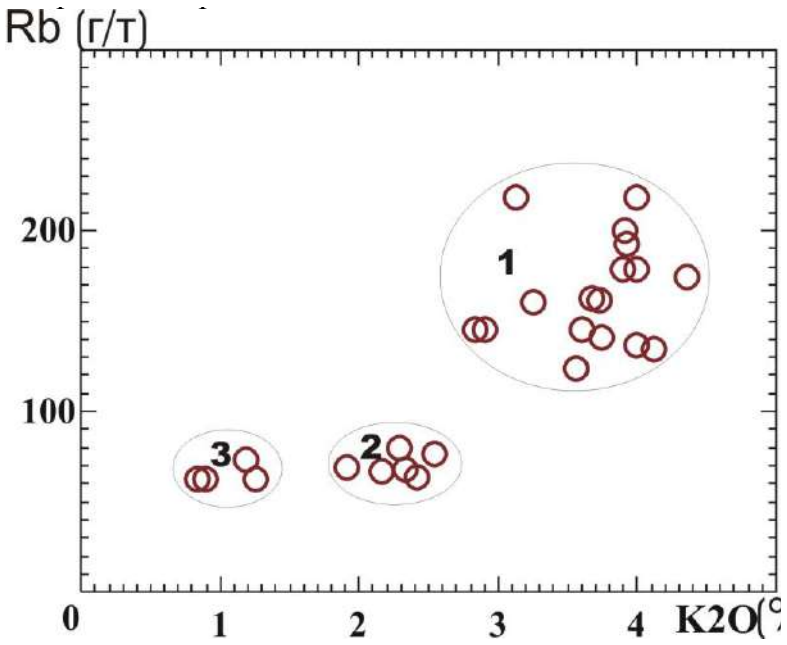


Рис 2. Положение фигуративных точек плиоцен-четвертичных пеплов на диаграмме Rb/K_2O: 1 – пеплы Эльбрусского вулканического центра; 2 – пеплы Южной Осетии (Кельский район, карьер в правом борту р. Малая Лиахва) и Северной Осетии (свита Руахс-Дзуар); 3 – пеплы г. Крандух, долины р. Халагори и Отказненского водохранилища.

Сравнение пеплов, залегающих в разрезах вулканических построек, с пеплами, расположенными как на небольшом, так и на значительном (сотни км) удалении от первых, в пределах Большого Кавказа и Предкавказья показало, что:

1. Большинство линз и горизонтов пеплов дальнего разноса вполне сопоставимы с конкретными горизонтами пеплов, залегающими в разрезах вулканов.

2. Существуют линзы пепла, появление которых, по-видимому, следует объяснять существованием пока не обнаруженных, или захороненных под более молодыми осадками вулканов, скорее всего трещинного типа.

3. В некоторых случаях результаты возрастного датирования близких по составу пеплов, но взятых в разных районах, существенно различаются. Для объяснения таких кажущихся парадоксов необходимо более детальное изучение таких пеплов и проведение их датирования другими более надежными методами.

4. Пепел андезибазальтового состава из разреза горы Крандух близок по составу к пеплам из района Отказненского водохранилища и к пеплам из долины р. Халагори (Дагестан). Пепел андезитового состава известен в разрезе вулканической постройки Эльбруса в истоках р. Уллукам. Его аналогами, по мере удаления от вулкана, можно считать пеплы из долин рек Шаукол (СФЗ Передового хребта, Кабардино- Балкария), Худес (СФЗ Передового хребта, Карачаево-Черкесия), Подкумок и Кубань (Лабино-Малкинская зона, Ставрапольский край) и Эрпели-Озень (Дагестан).

5. Базальты и андезибазальты гор Сурх и Крандух незначительно отличается по составу от остальных основных по составу пород рассматриваемого региона. В.С. Попов [10] считает, что это обусловлено их приуроченностью к зоне глубинного Пшекиш-Тырныаузского разлома. Если пеплы Отказненского водохранилища находятся на расстоянии 55-60 от горы Крандух, то они вполне могут быть родом из этого района, а появление пеплов в долине Халагори, из-за их удаленности, трудно объяснить эксплозивными извержениями вулкана в районе г. Крандух или Казбека. По расчетам В.И. Муравьева [7] пеплы основного состава обычно удалены от вулкана на расстояние не более первых сотен километров. Поэтому, нам представляется более логичным допустить наличие неизвестных вулканов (возможно трещинного типа), которые в настоящее время находятся в погребенном состоянии в пределах Терско-Каспийского краевого прогиба. В пользу такого предположения косвенно свидетельствует выявленный тренд повышения содержания K_2O, Rb в вулканитах в направлении от КВР к СРД (с юга на север) и появление в составе СРД горизонтов кристаллокластических туфов.

6. Пепел риодацитового состава в разрезах ЭВЦ сохранился в толще, возраст которой по геоморфологическим построениям Н.И. Короновоского оценивается как Q_3. Близкие значения получены и по данным ЭПР датировании пород по породообразующему кварцу. Существенно более древние возраста для пород этой толщи получены при K-Ar датировании подстилающих их игнимбритов 810 тыс. лет [5] и Ar^{39}/Ar^{40} датировании экструзии прорывающей данную толщу 620 тыс. лет. K-Ar возраст вулканитов залегающих на морене перекрывающей горизонт пеплов равен 245 тыс. лет. Считается [4, 8], что аналог данного горизонта известен в верхнехазарских отложениях Нижнего Поволжья. Однозначных датировок верхнехазарских отложений Нижнего Поволжья нет, так как полученные разными методами возрастные датировки существенно различаются между собой (91-122 тыс. лет (Th-U); 84-139; 22-45 тыс. лет (C^{14})). Для верхнехазарских отложений у селения Владимировка, где описаны пеплы, получена цифра 122$\pm$ 13 тыс. лет назад ($^{230}Tr/^{234}U$). Все приведенные датировки свидетельствуют о верхнеплейстоценовом возрасте этих отложений. Из этого следует, что либо в районе Эльбруса должны существовать еще не известные пеплы более молодого возраста с петрохимическими характеристиками близкими пеплам из второй толщи, либо имеются методические проблемы возрастного датирования новейших вулканитов K-Ar методом. Однако рассмотрение этих вопросов выходит за рамки наших исследований, но мы считаем, что следует провести более детальные геохимические исследование пеплов методами INAA или ICP MS и электронной микроскопии для изучения: составов стекол; составов и зональности минералов, встречающихся в этих стеклах. Без проведения дополнительных исследований по данной проблематике остается много места для субъективных построений не отвечающих геологическим данным.

7. Изучение плиоцен-четвертичных пеплов Южного Федерального округа – вполне созревшая геологическая задача, которая ждет своих исследователей уже много десятилетий.

Литература

1. Боганик Н.С. К познанию четвертичных образований Восточного Предкавказья. // Труды МГРИ. 1948. Т. XXIII. С. 107-125.

2. Дотдуев С.И., Лебедева Н.А. О вулканогенно-обломочных отложениях района города Георгиевска и возрасте липаритовых туфов и игнимбритов Центрального Кавказа // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1981. № 51. С. 154-159.

3. Карлов Н.Н. К истории изучения вулканических пеплов европейской части СССР. // Бюллетень М. О-ва исп. Природы. отд геологии. Т. XXXII(2). 1957. С. 25-47.

4. Лаврушин В.Ю., Лаврушин Ю.А., Антипов М.П. Первая находка вулканического пепла в четвертичных отложениях нижнего Поволжья. // Литология и полезные ископаемые. 1998. №2. С. 207-218.

5. Лебедев В.А., Сахно В.Г., Якушев А.И. Общая продолжительность и пространственная миграция четвертичного вулканизма в Приэльбрусье (Большой Кавказ) // ДАН. 2010. Т. 430. №2. С. 232-238.

6. Мацапулин В.У., Юсупов А.Р. Вулканические пеплы в Дагестане – экологические предвестники в области геодинамики, геоморфологии и поиска полезных ископаемых // Юг России, экология, развитие. Махачкала. 2007. №2. С. 98-104.

7. Муравьев В.И., Цеховская Ю.Г., Ахлестина Е.Ф., Бабушкин Д.А., Каледа К.Г. Вулканические пеплы базальтового состава из плиоценовых отложений Южного Поволжья. // Литология и полезные ископаемые. 1997. №3. С. 327-330.

8. Мелекесцев И.В., Егорова И.А., Лупакина Е.Г. Катастрофическое извержение в районе Флегрейских полей (Италия) возможный источник вулканического пепла в позднеплейстоценовых отложениях Европейской части СССР. // Вулканология и сейсмология. 1984. №3 С. 3-11.

9. Мелекесцев И.В., Гурбанов А.Г., Кирьянов В.Ю., Черных В.И., Сулержицкий Л.Д., Зарецкая Н.Е. Вулканические пеплы эксплозивных извержений позднего плейстоцена на территории Восточной и Южной Европы // Катастрофические процессы и их влияние на природную среду. М.: Изд. «Региональная общественная организация ученых по проблемам прикладной геофизики», 2002. С. 65-86.

10. Попов В.С., Семина Ю.С., Николаенко Ю.С. Геохимия новейших вулканитов Кавказа и их происхождение // Геохимия континентального вулканизма. М.: Наука, 1987. С. 143-225.

11. Православцев П.А., Аншелес О.М. Вулканический пепел из лессовидных суглинков правого побережья р. Кубани около станицы Темиржбекской. // Тр. Ленинградского о-ва естествоиспытателей. 1930. Т.54. Вып. 1. С. 72-78.

12. Природные процессы на территории Кабардино-Балкарии (гл. редактор Н.П. Лаверов). М.: ИГЕМ РАН, 2004. 438 с.

13. Ремизов И.Н., Ковалев Н.В., Борисенко А.Ю. Четвертичные вулканические пеплы левобережной Украины // Вулканизм и формирование месторождений в Альпийской зоне (Карпаты. Крым. Кавказ). Новосибирск: Наука, 1973. С. 11-14.

14. Ростовцев Ю.В., Парфенова О.В. Средне-Верхнемиоценовые вулканические пе-

плы Керченско – Таманского полуострова. // Литология и полезные ископаемые 2006. №5. С. 494-504.

15. Саянов В.С., Рошка В.Х. Перес Ф.С. Опыт сопоставления миоценовых разрезов северной части Молдавской ССР по прослоям вулканогенных пород. // Изв. АН Молдавской ССР. 1962. №4. С. 18-29.

16. Схиртладзе Н.И. О применении вулканических пеплов для датировки вулканических образований // Вопросы геологии Грузии / К XXII сессии МГК. Тбилиси: Мецниереба, 1964. С. 207-214.

УДК 551.251

О МОБИЛИЗАЦИИ ИЗ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД И ПЕРЕОТЛОЖЕНИИ РУДНЫХ КОМПОНЕНТОВ ПРИ ОСТЫВАНИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ТЕЛ (НА ПРИМЕРЕ РУДНЫХ ОБЪЕКТОВ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА)

Газеев В.М.[1], Гурбанов А.Г.[1], Докучаев А.Я.[2], Гурбанова О.А.[3]

[1]ВНЦ РАН, Владикавказ, Россия

[2]ИГЕМ РАН, Москва, Россия

[3]МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Введение

В настоящей публикации приведены результаты геохимического изучения рудных компонентов ряда рудопроявлений и вмещающих их пород Северного Кавказа.

Минерализация миоценового возраста, известная в районе г. Золотой Курган (Кавказские минеральные воды), связана, с одной стороны, с постмагматическими процессами, протекавшими в близь расположенном сиенитовом массиве, а с другой стороны – с вмещающими их осадочными породами майкопской серии. Источником рудного вещества для одних элементов (Pb) мог быть остывающий расплав, а для других (B, Zn, As, Mo, Ag, Sc, Sb, Pb) – породы майкопской серии. В рудопроявлениях связанная с раннеюрскими вулканитами фиагдонского комплекса (Северная Осетия) минерализация галенита имеет палеозойские возрастные метки, в связи с чем, имеющееся здесь оруденение, сформированное в позднеальпийскую эпоху, по-видимому, частично образовано при переотложении рудных элементов. Источником рудного вещества для (W, Pb) могли служить породы палеозойского фундамента. Элементы полиметаллического и Au-Ag оруденения в рудопроявлениях, связанных с вулканитами Хуламского комплекса (Кабардино-Балкария), могут иметь длительную геохимическую историю и быть мобилизованы из черносланцевой толщи и палеозойского фундамента.

Высказанные в публикации представления не являются экзотическими, механизм образования подобных рудных тел описывается латераль-секреционной гипотезой (конвективная ячейка). Приведенные в статье данные позволяют использовать этот подход при оценке рудных объектов в районах развития разновозрастных магматических пород Кавказа и других регионах. При этом дополнительно следует учитывать геохимическую специализацию контактирующих с ними глинистых (черносланцевых) углеродсодержащих толщ с захороненными в них минерализованными водами. По нашему мнению, этот механизм формирования рудных объектов разного ранга необходимо использовать при оценке металлогенического потенциала магматических комплексов, выделяя генетическую и парагенетическую составляющую их рудоносности.

Оруденение в районе г. Золотой курган (Кавказские минеральные воды)

Группа из 18 гипабиссальных интрузивных массивов, известная в геологической литературе как лакколиты Кавказских Минеральных Вод (КМВ), расположена в пределах Ставропольского сводового поднятия и залегает в верхней части осадочного чехла южного блока Скифской плиты. Внедрились они в позднем миоцене в интервале от 7,79±0,13 до 8,25±0,19 млн. лет ($^{40}Ar/^{39}Ar$- метод [12]) и контролируются зоной сочленения меридиональной Транскавказской системы глубинных дислокаций с субширотным Терским разломом глубинного заложения. Интрузивные массивы сложены гранитоидами латитового типа, образующими в плане субизометричную зональную структуру размером 60х40 км^2. Внешняя зона сложена телами сиенитового, промежуточная – граносиенитового, а центральная – лейкогранитного составов [13]. Массивы сиенит- и граносиенит-порфиров в большинстве случаев однофазные (Верблюд, Змейка, Золотой Курган, Железная, Юца), редко с маломощными дайками аплитов (Развалка). Массивы более кислых пород преимущественно сложены гранит-порфирами (Бештау, Шелудивая) или лейкогранит-порфирами (Бык, Козьи Скалы). Постмагматические образования в массивах представлены жилами и прожилками кальцит-флогопитового состава, зонами аргиллизации, лимонитизации и карбонатизации. С линейными зонами окисления и вторичного сульфидного обогащения, развитыми в массивах гор Бештау и Бык, связана прожилково-вкрапленная карбонат-сульфидная минерализация и сульфидно-урановое оруденение [2]. В экзоконтактовых зонах интрузивных тел (горы Бык, Джуца, Козьи Скалы, Змейка, Шелудивая, Верблюд) и в районе горы Машук отмечены проявления датолита. Скарновые проявления с датолитовой минерализацией в районе гор Золотой Курган, Змейка и Бык содержат полиметаллическую минерализацию и расположены на расстоянии до 100 м в направлении от контакта с интрузивными телами [4, 9, 14] во вмещающих их осадочных породах.

Датолит-гранатовые скарны горы Золотой Курган вскрыты на поверхности горными выработками и представляют собой серовато-зеленую мелкозернистую породу, в которой заметны изометричные выделения светло-коричневого граната (везувиана), прожилки кальцита, датолита, эпидота, пироксена, реже галенита; иногда сохраняются унаследованные кластогенные зерна кварца и плагиоклаза. Ранние выделения серого датолита, как и вся порода в целом, пересечены прожилками прозрачного датолита второй генерации и карбонат-цеолитовыми, реже халцедоновыми жилками. Главным минералом везувиан-гранатовых и гранат-пироксеновых скарнов является кальцит, содержания которого превышают 50%. Датолит присутствует в этих разновидностях скарнов в акцессорных количествах. В скарнах, по данным ИНАА установлены повышенные концентрации (в г/т) Pb=823-8000 и Zn=424-5043. В отдельных пробах отмечаются повышенные содержания (в г/т): Sr до 28409; Ba до 6921; As=120-254; Mo=75; Ag=10; Sb=8. В скарнах г. Змейка содержания Pb достигают 302-399 г/т. В граносиенитах горы Змейка и в сиенитах горы Золотой Курган, с которыми пространственно ассоциируют скарновые залежи, установлены повышенные концентрации (в г/т) Pb=188; 170 (соответственно), Mo=4,4; 23, Sr=996; 1058, U=23; 25, Tr=45; 46; Sb=0,8; 0,87, Ag=0,6, при кларковых содержаниях Ba=1646; 1643 и Zn=43; 30. Содержания этих элементов, по сравнению с кларками для сиенитов [3], превышают их соответственно по Pb – до 15 Кк; Mo от 7,3 до 38 Кк; U – до 8 Кк, Sr – 5 Кк, Th – 4 Кк. Содержание BeO в лакколи-

тах КМВ достигает 0,002-0,008 % [14], что в пересчете на элемент соответствует 20-80 г/т (Кк 10-20). Сравнение содержаний ряда элементов в неизмененных сиенитах горы Золотой Курган и секущих их прожилках кальцит-флогопитового состава показало, что в процессе остывания магматического расплава в гидротермальном растворе, связанном с сиенитами, происходит [8] увеличение концентраций Pb – до 940 г/т (Кн 5,5), умеренное накопление Sr (Кн 1,36), в то время как Ba (Кн 0,9) и Zn (Кн 0,9) практически не накапливаются. Термобарогеохимическими исследованиями газово-жидких включений в карбонат-флогопитовых жилах определены температуры их гомогенизации, располагающиеся в интервале от 158 до 186°С. Основным компонентом растворов являлся NaCl, с концентрацией 2,9-4,2 мас. экв. % NaCl. Сравнение концентраций Pb и Zn в неизмененных песчаниках и мергелях, обнажающихся в районе гор Змейка, Золотой Курган и Бык, с их средним содержанием в близких по составу породах [5] показало, что в нашем случае имеют место высокие содержания Pb (6,0 Кк), а в песчаниках Zn (8,8 Кк). Отложения майкопской серии олигоцен-миоценового возраста, широко распространенные в Северном Предкавказье и, в том числе, на КМВ, часто включают пластовые скопления костных остатков рыб, содержащих (сорбирующих) сульфидную, урановую и редкоземельную минерализацию. К ним также приурочены месторождения Mn, из которых наиболее крупными являются олигоценовые месторождения Южной Украины и Западной Грузии. Существуют представления о генетической связи как ураново-редкометальных, так и марганцевых месторождений с сероводородным заражением наддонных вод майкопского бассейна [10]. Нами проанализированы образцы глин из разреза майкопской серии Краснодарского края, любезно предоставленные геологами ФГУГП «Кавказгеолсъемка». Несмотря на ограниченность выборки, можно отметить высокие содержания (в г/т) ряда элементов: As=53 (Кк 41), Mo=68 (Кк 26), Ag=0,13 (Кк 18), Sc=14 (Кк 11), B=62 (Кк 6,5), Sb=5 (Кк 3,5). Содержания рассчитаны с использованием данных о средних концентрациях элементов в глинах [3]. Г.Н Мелитаури [9] при изучении распределения бора в мезо-кайнозойских породах КМВ установил его повышенные содержания в осадочных образованиях. Так, содержание B в аргиллитах достигает 200 г/т (Кк 20), в песчаниках – до 80-90 г/т (Кк 22-25), в известняках – до 24 г/т (Кк 1,2). Им установлено, что внедрение расплавов не влияет на концентрации бора в контактово-измененных и неизмененных вмещающих породах. Во вмещающих породах наблюдается постепенное повышение содержания бора по направлению к неизмененным осадочным породам (т.е. по мере удаления от зкзоконтактов интрузий).

Следовательно, вполне логично предположить, что минерализация в скарнах г. Золотой Курган связана, с одной стороны, с постмагматическими процессами, протекавшими в близь расположенном сиенитовом массиве (Pb), а с другой стороны, с вмещающими осадочными породами майкопской серии (B, Zn, As, Mo, Ag, Sc, Sb, Pb).

Оруденение в районе развития эффузивных и субвулканических образований Фиагдонского комплекса (Республика Северная Осетия – Алания)

Вулканогенные породы фиагдонского комплекса присутствуют в водораздельной части Главного Кавказского хребта в Мамисон-Казбекской структурно-формационной зоне, расположенной в Ардон – Терекском междуречье. Наиболее распространенными и значи-

мыми являются плагиоклаз-пироксеновые порфириты, спилиты и субинтрузивные диабазы, габбро-долериты, пикриты и серпентиниты. Вмещающие породы – это глубоководные глинистые сланцы, чередующиеся с алевритистыми сланцами и прослоями тонкозернистых кварцитовидных песчаников. Геологический возраст вулканитов, исходя из согласного залегания покровных фаций в разрезах фаунистически охарактеризованной циклаурской свиты, соответствует синемюру – нижнему плинсбаху. С раннеюрским базальтоидным магматизмом на Большом Кавказе обычно ассоциирует оруденение медно-пирротинового и колчеданно-полиметаллического (кипрского) типов, проявлявшееся неоднократно, с нижнего лейаса по верхний аален. Однако, с породами ФК в верховьях р. Фиагдон ассоциирует группа рудопроявлений (Арсиком, Калдыком и др) с Au, W, As, Pb и Zn минерализацией, приуроченной к кварцевым и кварц- карбонатными жилам и зонам окварцевания мощностью до 0,6-4,0 м и протяженностью от десятков до первых сотен метров. Жилы пересекают вулканиты и выклиниваются во вмещающих аргиллитах. Рудные минералы рудопроявлений представлены: галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пиритом, арсенопиритом, шеелитом и реже антимонитом, реальгаром, аурипигментом и киноварью. По данным ИНАА в бороздовых пробах содержания WO_3 и Au варьируют от 0,07 до 0,5% и от 0,02 до 3-9,1 г/т, соответственно. Проведенное изучение изотопии Pb в галените из кварц-карбонатного прожилка, пересекающего вулканиты, и установлено, что модельный (Pb-Pb) возраст, рассчитанный по двухстадийной модели Стейси-Крамерса, и значений μ_2 ($^{204}Pb/^{238}U$), W_2 и Th/U для образца из рудопроявления Арсиком составляет 308 млн. лет. Этот факт свидетельствует о том, что на участке Арсиком имела место мобилизация свинца из более древних, палеозойских источников. По-видимому, на рудопроявлениях Арсиком и Калдыком в позднеальпийскую эпоху, когда геологическое строение района уже было аналогично современному, происходило переотложение рудных элементов, часть из которых (W, Pb) могли быть мобилизованы из палеозойского фундамента (в том числе и из Дарьяльского гранитоидного массива), где известно множество проявлений этих металлов. Низкие (Кк) W 0,3, Pb 0,3 в неизмененных вулканитах отчасти подтверждают этот вывод. Структурная связь оруденения с вулканитами, скорее всего, была обусловлена физико-механическими свойствами последних по сравнению с вмещающими их пластичными глинистыми толщами.

Жильное полиметаллическое и золото-сульфидно-кварцевое с ЭПГ оруденение, локализованное в тоар-ааленских углеродисто-терригенных флишоидных толщах Фиагдон-Терской МПЗ Самуро-Белореченской металлогенической зоны

На ранне-среднеюрском этапе развития Большого Кавказа (БК) сперва образовывались колчеданно-полиметаллические месторождения, ассоциирующие с вулканитами основного состава (Филизчай, Кизил-Дере), единичные рудные тела которых сингенетичны вмещающим их аргиллитовым толщам [16]. При завершении киммерийской эпохи в позднеааленское время формировались докелловейские свинцово-цинковые жилы месторождений Садон, Джимидон, Какадур-Хаником и Кадат-Хампаладаг, Лаура, Гули, Тюалойское и др., которые нигде на БК не проникают в байосские и верхнеюрские отложения [16]. В этот период БК, и особенно Приводораздельная металлогеническая зона (или тектоническая подзона Промежуточных синклиналей), в которой локализованы интересующие нас

Какадур-Ханикомское и Кадат-Хампаладагское месторождения, испытывали интенсивное прогибание с накоплением мощных (до 8 км) аспидных толщ. Наибольшую интенсивность и пространственную распространенность свинцово-цинковое оруденение получило на БК в конце среднеюрского времени в период предкелловейской складчатости, когда сформировались жильные месторождения садонского типа (Садон, Згид, Джимидон, Фаснал, Какадур-Ханикомское и Кадат-Хампаладагское и др.), образующие региональную металлогеническую структуру – Северо-Кавказский металлогенический пояс (Самуро-Белореченскую металлогеническую зону) со средними и мелкими, по запасам, месторождениями.

В результате поисковых работ на золото-серебряный и золото-сульфидный типы оруденения в Горной Осетии, проведенных ОАО «Севосгеологоразведка» [6] в пределах Какадур-Ламардонской рудной зоны, входящей в состав Авсандур-Ламардонского рудного поля, расположенных на 400-600 м гипсометрически выше штольневых горизонтов Какадур-Ханикомского и Кадат-Хампаладагского месторождений, пробирным анализом бороздовых проб, отобранных на дневной поверхности и из канав, вскрывших рудные зоны в пределах Авсандур-Ламардонского рудного поля, включающего вышеуказанные месторождения, установлены содержания золота, варьирующие в пределах от 0,01 г/т до 3,0 г/т и серебра – от 0,3 до 20 г/т. Рудовмещающими являются отложения плинсбах-тоар-ааленской глинисто-флишоидной углеродистой формации. Сложена она комплексом преимущественно глинистых осадков; псаммитовые разности пород имеют резко подчинённое значение и присутствуют в виде маломощных и тончайших прослоев мелкозернистых песчаников. Верхние части разреза формации сложены аргиллитами и алевролитами с редкими маломощными линзами глинистых известняков. Для этих терригенных отложений характерно присутствие тонкораспылённого углеродистого вещества (до 3%) и развитие сингенетических сульфидов железа, образующих рассеянную вкрапленность, желваковые скопления и конкреции, позволяющие предполагать формирование осадочных толщ в условиях глубоководных конседиментационных впадин с восстановительным режимом осадконакопления [16]. По данным Ольховского Г.П. и Тибилова С.М. для рудовмещающих отложений характерно присутствие в их составе примеси вулканогенного материала, а также повышенная фоновая металлоносность. В кластических породах часто встречаются обломки хлоритизированных эффузивных пород, составляющие с кварцем и полевым шпатом от 5-10 % до 25 % объема породы. Низкая степень окатанности обломков свидетельствует о близком местонахождении источника вулканогенного материала.

Высокая металлоносность рудовмещающих терригенных пород выявлена Ольховским Г.П. по данным приближенно-количественного спектрального анализа и представлена повышенными (по сравнению с фоновыми) содержаниями Cu, Zn, Pb, Ni, Co и др., а также присутствием в породах сингенетических и диагенетических вкрапленных, желваковых и конкреционных послойных выделений сульфидов железа, свинца и цинка. По нашим данным (количественный анализ методом ICP MS) двух сводных проб (с 10м^2 каждая) рудовмещающих пород из отвалов штолен месторождений Кадат и Какадур, установлены содержания (в г/т) следующих элементов: Be=1,82; 1,59; P=788; 522; V=141; 142; Cr=93; 94; Mn=300; 167; Fe=47945; 47651; Co=3,13; 2,73; Ni=14,6; 13,1; Cu=56,4; 157; Zn=95; 119; Ga=25; 24; Ge=1,55; 1,76; As=278; 502; Nb=5,49; 5,45; Mo=0,63; 0,79; Ru=0; 0,002; Pd=0,007; 0,003; Ag=0,77; 1,87;

Cd=0,14; 0,15; Sn=6,76; 7,03; Sb=4,17; 9,76; Te=0,069; 0,094; Hf=0,339; 0,385; Ta=0,151; 0,168; W=1,87; 1,93; Pt=0; 0,002; Au=0,01; 0,05; Pb=708; 2546; Bi=0,358; 0,452. Следует отметить, что в основании рудовмещающих отложений предполагается нахождение вулканогенных образований Чегем-Фиагдонского вулкано-плутонического пояса [6].

При расшифровке механизма формирования жильного полиметаллического и золото-сульфидно-кварцевого оруденения, локализованного в тоар-ааленских углеродисто-терригенных флишоидных толщах Фиагдон-Терской МП при отсутствии проявлений магматизма, предполагалось, что в пределах тектонической подзоны Промежуточных синклиналей (депрессий) их можно рассматривать как пластины осадочных водосодержащих толщ, опущенных наподобие пластин электрода в глубокие зоны земной коры, в зоны палингенеза, что могло активизировать метаморфические процессы, а также мобилизацию и отделение рудоносных растворов [16]. По нашему мнению, эти депрессии (синклинальные впадины) можно рассматривать и с другой стороны. Так, при наличии высокого регионального геотермического градиента [17], происходит конвекция разогретых на глубине вадозных вод из вмещающих пород и их последующее перемещение вверх по разрезу. При этом за счет длительной циркуляции этих разогретых вод из вмещающих пород будет выноситься ряд элементов, включая и рудные, а затем – их отложение во фронтальной части гидротермальной колонны. Если же во вмещающих водосодержащих породах имеется даже бедная сингенетичная или гидротермальная жильная минерализация или черносланцевый золото-платиновый типы оруденения, то во фронтальной части гидротермальной колонны может сформироваться эпитермальное оруденение представляющее практический интерес. При этом следует учитывать, что соленость морской воды в мелководных морских бассейнах, в небольших изолированных бассейнах, возникающих в межгорных котловинах при горообразовании, могла увеличиваться в процессе испарения. Впоследствии такая вода может быть вовлечена в конвективную ячейку. Примером происхождения таких флюидов являются ирландские свинцово-цинковые месторождения в осадочных толщах.

Из выделенных рудных полей наиболее перспективным является Авсандур-Ламардонское [6], в пределах которого были проведены детализационные работы с проходкой поверхностных горных выработок и их бороздовым опробованием. С учётом результатов пробирного анализа этих проб на золото, геофизических и геохимических площадных съёмок была выделена наиболее перспективная Какадур-Ламардонская рудная зона. Содержания золота в ней определены от 0,1 г/т до 3,0 г/т и до 5,0 г/т. в единичных пробах. Кроме этого, в пределах того же рудного поля было выделено до шести рудоносных зон протяжённостью от 500 до 1600 метров [6]. В геологическом отношении Какадур-Ламардонское потенциальное золоторудное месторождение приурочено к Фиагдон-Терской СФПЗ Чегем-Терской СФЗ Дигоро-Осетинской структурно – формационной мегазоны киммерид.

Дигоро-Осетинской металлогенической мегазоне отвечает одноименная структурно-формационная мегазона, представляющая собой область киммерид, сформированную в обстановках ранне-среднеюрского окраинно-континентального рифтогенеза и предкелловейской коллизии. Входящая в ее состав Приводораздельная металлогеническая зона (МЗ) выделяется в границах Адайхох-Шаухох-Дарьяльской структурно-формационной зоны, представленной раннеюрскими комплексами вулканогенных и терригенных флишоидных пород глубоководной (осевой) части рифтогенного бассейна [6].

Самуро-Белореченская металлогеническая зона располагается в границах Чегем-Терской СФЗ, для которой характерны ранне-среднеюрские комплексы углеродисто-терригенных флишоидных пород (в пределах Фиагдон-Терской структурно-формационной подзоны) и вулкано-плутонической ассоциации Чегем-Фиагдонской ВПП (Садонского и ряда других структурно-формационных блоков), сформированные в условиях тектонической и магматической активизации эпибайкальско-герцинского фундамента на северном склоне (борту) глубоководной (осевой) части киммерийского рифтогенного бассейна.

Главные перспективы РСО-А на обнаружение промышленно-значимого золото-сульфидно-кварцевого типа руд тесно ассоциируют с Фиагдон-Терской структурно-формационной подзоной, в которой выделен Дагом-Терский рудный район с тремя рудными полями: Дагом-Терским, Афсандур-Ламардонским и Дагом-Кадатским [6]. В пределах многочисленных рудопроявлений и месторождений (Кадатское, Ханикомское и др.) известны жильные и штокверковые золотосодержащие свинцово-цинковые и золото-сульфидно-кварцевый типы руд [6]. Здесь важно отметить, что при проведении поисковых работ на золото-сульфидно-кварцевый тип руд и последующих аналитических исследований в пробах не определялись содержания платины и элементов платиновой группы (ЭПГ), так как это не предусматривалось геологическим заданием и, соответственно, проектом.

Однако, нами при проведении минералого-геохимических исследований захороненных промышленных отходов Фиагдонской обогатительной фабрики (ФОФ), перерабатывавшей руды Какадурского, Кадатского и Ханикомского полиметаллических месторождений, были получены принципиально новые данные о повышенных содержаниях в них благородных металлов в 5 пробах (табл. 1), отобранных из керна скважин из низов вертикальных разрезов Фиагдонского хвостохранилища [5].

Таблица 1

Содержание (в г/т) благородных металлов в низах разреза хвостохранилища [5]

Номера проб, глубина в м.	**Ru**	**Rh**	**Pd**	**Ir**	**Pt**	**Au**
Скв. 2, глубина 9 м	0,001	0,002	0,046	0,009	1,29	0,05
Скв.1, глубина 19м	0,001	0,002	0,049	0,009	0,66	0,08
Скв.1, глубина 20м	0,001	0,002	0,045	0,009	0,94	0,17
Скв.3, глубина 28м.	0,001	0,002	0,042	0,008	0,07	0,25
Скв.3, глубина 30 м	0,001	0,001	0,044	0,008	0,07	0,11

Данные о содержании благородных металлов в вертикальных разрезах хвостохранилища были получены количественным методом ICP MS с 5-ти проб, отобранных из керна 3-х скважин, пробуренных на всю его мощность. Скважины расположены следующим образом: восточный край хвостохранилища – скважина №2 глубиной 10 м; центр – скважина

№1 глубиной 22 м; на западном крае – скважина №3 глубиной 31,5 м. В скважине №2 на глубине 9м установлены содержания (в г/т) Ru – 0,001; Rh – 0,002; Pd – 0,046; Ir – 0,009; Pt -1,29; Au – 0,05. В скважине №1 на глубинах 19 и 20м выявлены содержания (в г/т) Ru, Rh и Ir стабильные – 0,001; 0,002 и 0,009; Pd – снижается с 0,049 до 0,045; Pt и Au увеличивается с 0,66 до 0,94 и с 0,08 до 0,17, соответственно. В скважине №3 на глубинах 28м и 30м содержания (в г/т) Ru, Ir и Pt стабильные – 0,001; 0,008 и 0,07 соответственно; Rh и Au снижается с 0,002 до 0,001 и с 0,25 до 0,11 соответственно; Pd – увеличивается с 0,042 до 0,044. Кроме того, по нашим данным с двух сводных проб (с 10м^2 каждая) из рудовмещающих аргиллитов из отвалов штолен месторождений Кадат и Какадур, установлены содержания (в г/т) следующих благородных металлов: Pt=0; 0,002; Pd=0,007; 0,003; Ru=0,002; Au=0,01; 0,05; Ag=0,77; 1,87. На основании этих данных высказано мнение о возможном наличии во вмещающих Какадур-Ханикомское и Кадат-Хампаладагское месторождения отложениях плинсбах-тоар-ааленской глинисто-флишоидной углеродистой формации, черносланцевого золото-платинового типа оруденения [5]. Мы считаем, что в пределах Южного Федерального Округа РФ может быть выявлен не традиционный источник благородных металлов черносланцевого типа. Для его выявления необходимо провести поисково-оценочные работы в пределах Самуро-Белореченской металлогенической зоны (СБМЗ). В её восточной части расположены колчеданно-полиметаллические месторождения, ассоциирующие с вулканитами основного состава (Филизчай, Кизил-Дере и сотни рудопроявлений в Горном Дагестане), образовавшиеся первыми на ранне-среднеюрском этапе развития Большого Кавказа; а на завершении киммерийской эпохи в позднеааленское время формировались докелловейские свинцово-цинковые жилы месторождений в центральной части СБМЗ (Садон, Джимидон, Какадур-Хаником и Кадат-Хампаладаг и др.) и в её западной части (Лаура, Киша и др.). Рудовмещающие породы в пределах СБМЗ представлены ранне-среднеюрскими комплексами углеродисто-терригенных флишоидных пород (в пределах Фиагдон-Терской структурно-формационной подзоны и вулкано-плутонической ассоциации).

Оруденение в районе развития эффузивных и субвулканических образований Хуламского комплекса

Среднеюрские эффузивные и субвулканические образования хуламского комплекса распространенны в центральной части Северного Кавказа в пределах Кестаны – Хазнидонской неоаллахтонной зоны. Наиболее ранними по времени образования являются лавы и субвулканические тела базальтовых порфиритов и трахириолитов, в последующий период формировались тела трахитового и трахиандезитового состава и тешениты [11]. С трахитами и риолитами хуламского комплекса ассоциирует полиметаллическое и золото-серебрянное оруденение, которое приурочено к вулканогенно-осадочной толще и представлено месторождением «Радужное» и рядом мелких рудопроявлений. Наиболее продуктивные рудные тела локализованы в брекчиях вблизи контактов разнообразных вулканогенных пород либо в риолитах [7]. По нашим наблюдениям рудная минерализация на Радужном (Левобережном) представлена халькопиритом, сфалеритом, галенитом, блеклой рудой, пиритом, марказитом. Самородное золото (электрум) установлено: – в ассоциации со сфалеритом и халькопиритом (сфалерит-халькопиритовые зоны роста в почковидных пиритовых

агрегатах и метакристаллах пирита); – в ассоциации с халькопиритом и галенитом в переотложенных прожилково-вкрапленных рудах. Жильные минералы представлены кальцитом, кварцем и слагают: – зоны метасоматического замещения вмещающих пород;- цемент зон дробления с сульфидными обломками; – зонки позднего прожилкования с сульфидами (в том числе с глобулярным (скрытокристаллическим) и фрамбоидальным (перекристаллизованным) пиритом, образованным по углеродистому веществу; – пострудные прожилки. Интересно, что кроме полиметаллической минерализации с самородным золотом и сульфосолями (блеклыми рудами), в изученных образцах Левобережного месторождения, присутствует рудная минерализация черносланцевого типа. Это обогащенные углеродистым веществом породы с сингенетичным глобулярным пиритом (скрытокристаллические «шарики») и фрамбоидальным пиритом (шаровидные стяжения кристалликов с полиметаллами в цементирующей массе), а также поздние метакристаллы в ядерных частях, которых сохранились реликтовые фаунистические остатки с хорошо сохранившейся структурой. Отметим, что все изученные нами внешне не измененные вулканогенные породы от риолитлов до тешенитов имеют повышенные содержания Ag Кк 8 – 81; содержания Pb, Zn на уровне их кларков (Au не анализировалось). Среднеюрские глинистые сланцы изучены в ограниченном количестве (2 пробы) в междуречье рек Фиагдон – Геналдон. Средние содержания элементов составили в г/т: Pb 1626; Cu 106; Zn 107; Sb 6,9; Ag 1,3 (Кк 180); Au 0,05. Появление здесь подобного полиметаллического и Au-Ag оруденения сложно объяснить особенностями только кристаллизации магматических расплавов, в период становления небольших по объему штоко- и силлоподобных тел. Структурная связь оруденения с вулканитами, может быть обусловлена физико-механическими свойствами последних. Источником рудных компонентов могут являться черносланцевые ранне- и среднеюрские толщи (Ag, Au, Pb, Sb) и породы палеозойского фундамента (Pb, As).

Обсуждение результатов и выводы

По существующим представлениям при внедрении крупных или многочисленных близь расположенных магматических тел во вмещающих толщах возникают тепловые очаги, остывание которых может происходить в течение длительного периода времени в сотни тысяч лет и более. При возникновении теплового очага во вмещающих толщах вначале наблюдается растекание подземных (захороненных) вод в направлении от него. Насыщенные газами (F, Cl, S, CO, CO_2) магматические тела существенно повышают реакционную способность этих вод. При падении давления направление движения подземных вод в зоне действия теплового очага меняется на обратное. При тепловом воздействии «сухой» недосыщенной водой магмы во вмещающих породах создаются условия, способствующие движению надкритического водяного флюида к тепловому очагу [15], т.е. включается механизм «конвективной ячейки».

По данным А.С Авдеенко в сиенитах и граносиенитах величина $\delta^{18}O$ составляет 8-10 ‰, в амфиболовых гранитах – 7,0-7,1 ‰, лейкогранитах – 12,5-13,7 ‰, во вмещающих палеогеновых аргиллитах, алевролитах и алевро-песчаниках – 7,7-14,5 ‰, в палеогеновых мергелях – 16,3-22,8 ‰, в известняках мелового возраста – 24,0 ‰, в скарнах Золотого Кургана – 17,2 ‰. кальците из кальцит-эпидот-гранатовых прожилков, пересекающих скарны, величина

$\delta^{18}O$ составляет 24,4 ‰, в кальците из флогопит-карбонатных прожилков, пересекающих сиениты Золотого Кургана, 19,8-23,5 ‰. По-видимому, формирование изотопно-кислородной системы лакколитов КМВ не может быть описано в рамках процессов кристаллизационной дифференциации и ассимиляции пород карбонатного состава. Ведущую роль, здесь, по-видимому, играло флюидно-магматическое взаимодействие, имевшее место на стадии остывания интрузивных тел [1]. Имеющиеся геологические (формирование сиенитов из «сухого» расплава; удаленность скарнов от контактов интрузивов; тектонический контроль контакта между меловой и палеоген-эоценовой толщами; несколько генераций датолита) и геохимические факты (подобие набора элементов, имеющих повышенные концентрации в осадочных толщах, скарнах и отчасти в магматических образованиях, а также различие Кн Pb и Zn, вариации содержания Mo в сиенитах) хорошо объяснимы с позиции латераль-секреционной модели формирования рудных тел.

Наличие более древнего Pb в галените рудопроявлений, связанных с юрскими вулканитами; малый объем застывающих интрузивных тел не позволяют объяснить как видимые содержания, так и количество рудных элементов, с магматической точки зрения; низкие концентрации рудных элементов (Кк ≤ 1) в вулканитах; повышенные (Кк) рудных элементов (Ag, Au, Pb, Sb) во вмещающих черносланцевых толщах и гранитах фундамента (Pb, As, W, Mo, Sn) также как и в первом случае, хорошо согласуются с представлениями о генезисе рудных объектов с позиции латераль-секреционной модели формирования рудных тел. Согласно этой модели, руды гидротермальных месторождений образуются в результате извлечения рудных компонентов из вмещающих горных пород растворами преимущественно метеорного происхождения, вовлеченными в глубокую циркуляцию, с последующим отложением на геохимических барьерах. С позиций этой модели хорошо объясняется механизм формирования жильных полиметаллических месторождений (Кадат, Какадур) и золото-сульфидно-кварцевого с ЭПГ оруденения, локализованных в тоар-ааленских углеродисто-терригенных флишоидных толщах Фиагдон-Терской металлогенической подзоне Самуро-Белореченской металлогенической зоны.

Мы считаем, что и на многих других рудных объектах, имеющих видимую связь с разновозрастными магматическими породами Северного Кавказа, могут быть установлены аналогичные вышеописанным признаки латераль-секреционной модели формирования рудных тел. Приведенные данные позволяют использовать этот подход при оценке рудных объектов в районах развития разновозрастных магматических пород Большого Кавказа. По-видимому, при этом дополнительно следует: 1) учитывать геохимическую специализацию контактирующих с ними вмещающих углеродисто-глинистых (черносланцевых) толщ с захороненными в них минерализованными водами и масштаб вероятного теплового очага; 2) использовать этот подход, при оценке металлогенической способности магматических комплексов, выделяя генетическую и парагенетическую составляющую их рудоносности.

Литература

1. Авдеенко А.С. Поведение изотопно-кислородной системы в процессах контаминации магм и взаимодействие флюид-порода (на примере неогеновых гранитоидов и минера-

лизованных вод района Кавказских Минеральных Вод) // Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М: ИГЕМ РАН, 2009. 25 с. (Текст 118 с).

2. Белова Л.Н., Цейтлин С.Г. Минералогические особенности зон окисления месторождений Бештау и Бык. М.: Геолфонд ИГЕМ РАН, 1959. 34 с.

3. Войткевич Г.В., Кокин А.В., Мирошников А.Е., Прохоров В.Г. Справочник по геохимии. М.: Недра, 1990. 476 с.

4. Герасимов А.П. Месторождение датолита на г. Бык в районе Кавказских Минеральных Вод // Изв. Главного геол.-развед. управления. 1931. Т. 50. Вып. 60. С. 939-942.

5. Гурбанов А.Г., академик Богатиков О.А., Лексин А.Б., Газеев В.М., Гурбанова О.А., Лолаев А.Б., Илаев В.Э. Первые данные о вариациях содержаний макро-, микроэлементов и благородных металлов в вертикальных разрезах в промышленных отходах Фиагдонского хвостохранилища (Республика Северная Осетия – Алания). ДАН. 2019. Т. 487. № 1. С. 67-70.

6. Давыдов К.В., Давыдова Е.И., Таратынко Е.С и др. Поисковые работы на золото-серебряный и золото-сульфидный типы оруденения Горной Осетии (РСО-Алания). Госконтракт №1/07 ОАО «Севосгеологоразведка», 2009г. место хранения: Росгеолфонд, центральное фондохранилище инв №494640.

7. Курбанов М.М. Поисковые работы в пределах Безингийского рудного поля в 2002-2004 гг. Ессентуки. Фонды ФГУП «Севкавгеология». Отчет о результатах работ. Т. 1. 113 с.

8. Ляхович В.В. Факторы рудогенерирующей способности гранитов. М.: Наука, 1983. 219 с.

9. Мелитаури Г.Н. Об источнике бора в датолитовых скарнах // Известия АН. СССР. Сер. Геол. 1972. №5. С. 141-143.

10. Недумов Р.И. Об изменениях уровня сероводородного заражения наддонных вод майкопского бассейна // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 4. С. 371-382.

11. Письменный А.Н., Терещенко В.В., Перфильев В.А. и др. Государственная геологическая карта РФ. Листы К-38-VIII, XI. Ессентуки: ФГУГП «Севкавгеология», 2001.

12. Поль И.Р., Хесс Ю.С., Кобер Б. и др. Происхождение и петрогенезис миоценовых трахириолитов (А-тип) из северной части Большого Кавказа // Магматизм рифтов и складчатых поясов. М.: Наука, 1993. С. 108-125.

13. Сазонова Л.В., Носова А.А., Докучаев А.Я., Гурбанов А.Г. Латитовый тип позднеколлизионных гранитоидов (Северный Кавказ): геохимические и минералогические особенности // Докл. Академии наук / Геохимия. 2003. Т. 393. № 2. С.1-5.

14. Соболев Н.В., Лебедев-Зиновьев А.А., Назарова А.С., Вилюнова Л.П., Баталов С.Ш., Брылина О.М., Афанасьева А.К. Неогеновые интрузивы и домезозойский фундамент района Кавказских Минеральных Вод // Труды ВИМС. М., 1959. 208 с.

15. Сыромятников Ф.В. Некоторые теоретические вопросы возникновения и развития гидротермальных растворов // Известия АН СССР. Сер. Геол. 1955. № 3.

16. Черницын В.Б. Металлогения Большого Кавказа. М.: Недра, 1977. 191 с.

17. Hess J.C., Lippolt H.J., Gurbanov A.G., Michaloski I. The cooling history of the late Pliocene Eldzhurtinskiy granite (Caucasus, Russia) and the thermochronological potential of grain-size/age relationships // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. V. 117. P. 393-406.

УДК 551.21; 551.243

ПРИЧИНА И СЛЕДСТВИЯ СУБМЕРИДИОНАЛЬНОГО РАСПОЛОЖЕНИЯ АРЕАЛОВ РАЗВИТИЯ НОВЕЙШЕГО ВУЛКАНИЗМА НА КАВКАЗЕ

Гурбанов А.Г.[2], Богатиков О.А.[1], Газеев В.М.[2], Лексин А.Б.[1], Гурбанова О.А.[3]

[1]ИГЕМ РАН, Москва, Россия

[2]ВНЦ РАН, Владикавказ, Россия

[3]МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

При анализе геологических, геофизических и дистанционных данных по Северному Кавказу и Закавказью установлено, что проявления новейшего вулканизма, неотектоники, эпицентров сильных мелко- и глубокофокусных землетрясений и максимальные скорости аплифта ассоциируют с Транскавказским поперечным поднятием (ТПП). Оно является крупнейшей поперечной структурой, как для Анатолии, Малого Кавказа, так и для Большого Кавказа (рис. 1) и на всем протяжении отчетливо выражено в рельефе, геофизических и тепловых полях, в «рисунке» тектонической раздробленности [19]. Его северным окончанием являются Минераловодский выступ с позднемиоценовыми лакколитами Кавминвод и Ставропольское сводовое поднятие. Эта структура выделяется в геологической литературе как Транскавказское поперечное поднятие, рассматриваемая в последнее время как северное окончание трансконтинентального Восточно – Африканского-Транскавказского рифтового пояса [25].

В пределах ТПП находятся эпицентры всех сильных землетрясений Закавказья (Чалдыранское, Параванское, Спитакское, Рачинское, Джавское). За последние 30 лет наблюдается четкая тенденция смещения сейсмической активности в северном направлении и не исключено возникновение сильного землетрясения на северном склоне Большого Кавказа и в Предкавказье.

В сводовой части ТПП происходит «раздвиг», обусловленный «вдавливанием» в Закавказскую и затем в Большекавказскую микроплиты Аравийской плиты, фиксирующийся серией зон кулисообразно расположенных субмеридиональных разломов (рис. 1). К ним приурочены очаговые зоны сильных землетрясений, а также Эльбруский, Казбекский, Кельский и другие вулканические центры на территориях Грузии, Армении, Турции.

Эта структура прослеживается в планетарном масштабе (рис. 2) через Кавказ, Турцию, Аравийский полуостров и вдоль восточного побережья Африки и контролирует ареалы развития новейшего вулканизма и локализацию эпицентров землетрясений.

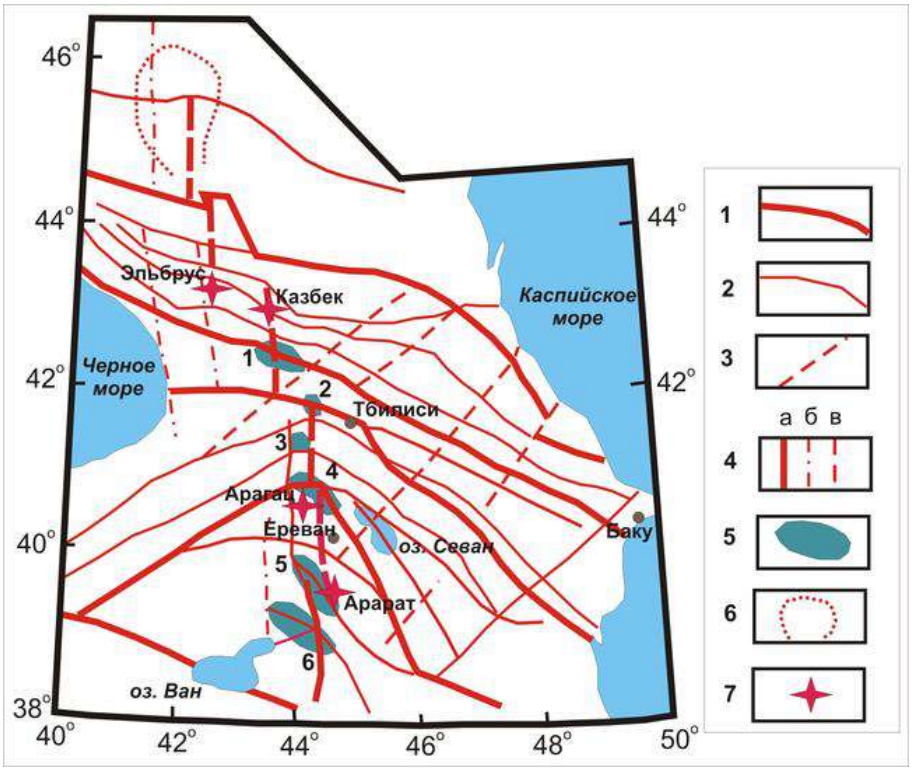


Рис. 1. Схематическая карта крупнейших разломов Кавказа.

1 – межзональные разломы; 2 – региональные разломы; 3 – то же «антикавказского» простирания; 4 – разломы Транскавказского простирания (а – подчеркивающиеся цепочками вулканов, б, в – выделенные по структурно-геологическим данным: б – крупные, в – мелкие); 5 – очаговые зоны сильных землетрясений в пределах Транскавказского поперечного поднятия (1 – Рачинского, 1991 г., 2 – Горийского, 1920 г., 3 – Параванского, 1986 г., 4 – Спитакского, 1988 г., 5 – Араратского, 1840 г., 6 – Чалдыранского, 1976 г.); 6 – контуры Ставропольского сводового поднятия; 7 – новейшие вулканы

Эта активность была обусловлена как механизмом коллизии Африканской, Аравийской и Евро-Азиатской литосферных плит, так и внутренними процессами. В результате коллизии сформировался Альпийский складчатый пояс с линейно ориентированными ареалами развития островодужных и орогенных вулканитов андезитового, дацитового и риолитового составов [12, 17].

Внутриплитная активность породила образование ряда крупных грабенов, сводовых поднятий и связанных с ними ареалов миоцен-голоценового вулканизма, представленного породами повышенной щелочности и даже щелочными [34-37]. Проявления внутриплитной активности контролировались двумя трансконтинентальными рифтовыми поясами, возникшими при позднекайнозойской активизации Афро-Атлантического горячего поля мантии или суперплюма [7].

Центрально-Африканский-Центрально-Европейский [16, 29, 37] рифтовый пояс про-

слеживается на 5500 км от Гвинейского залива на юго-западе Африки до северного побережья Европы и далее в Северное море.

Второй пояс включает Восточно-Африканско-Красноморскую рифтовую систему и прослеживается на 7500 км поперек складчатого сооружения Кавказа в южную часть Скифской эпигерцинской платформы (рис. 2-3). Этот пояс предложено [25] выделять как Восточно-Африканский-Транскавказский. Его южный сегмент состоит из Ньяса-Танганьикской и Кенийско-Эфиопской ветвей, а центральный – из рифта Красного моря и сменяющей его к северу цепью небольших грабенов (типа грабена Мертвого моря), вытянутых вдоль Левантинской левосторонней сдвиговой зоны [16].

В переделах Восточно-Африканского рифтового пояса известно 48 активных вулканов, из которых 21 относится к категории действующих. Извергались вулканиты основного состава повышенной щелочности и щелочные и, реже, риолиты и игнимбриты [12, 38]. На Аравийском полуострове, вдоль этого пояса, расположено 17 действующих и 50 потенциально действующих вулканов. В голоцене эти вулканы извергали толеитовые базальты, долеритовые базальты, риолиты и редко андезиты. Еще севернее, в пределах Турции, известно 13 действующих и потенциально действующих вулканов (Кила, Карапинар, Немрут-Даги, Арарат и др.), а на территориях Армении, Грузии и юга России (Северный Кавказ) – потенциально действующие вулканы Арагац, Казбек, Эльбрус и др.

Геохимические и изотопные исследования пород вышеуказанных ассоциаций свидетельствуют об их формировании при участии обогащенных мантийных источников [27], в том числе и мантийных плюмов [32].

Установлено, что позднеплиоцен-четвертичный вулканизм на Малом и Большом Кавказе проявлялся только в пределах ТПП (рис. 3). Извергались лавы андезитового, дацитового и дацит-риолитового составов, связанные с вулканами центрального типа, но нередко встречаются эксплозивные и плутонические фации [10, 17].

На территории Армении вулканизм проявился очень интенсивно. Главные его особенности – наложенный характер и приуроченность к двум крупным структурам – ТПП и Анкаван-Сюникскому региональному разлому, прослеживающемуся из Мраморного моря к озеру Ван и уходящему далее в систему Загрос.

К ТПП приурочены и многократные трещинные излияния раннеплиоценовых обратно намагниченных оливиновых базальтов, слагающих обширные лавовые поля. Здесь же расположены и более молодые крупные полигенные вулканы (Арарат, Арагац и др.), извергавшие лавовые потоки, игнимбриты и туфы андезитового, андезидацитового, дацитового и реже риолитового составов.

В Анкавано-Сюникской зоне присутствуют раннеплиоценовые лавы, обсидианы и туфы риолитового состава, связанные с проявлением вулканической активности ареального типа. Позднеплиоцен-голоценовые извержения ареального типа представлены андезито-базальтами, реже андезитами, образующими обширные вулканические поля в пределах Гегамского и Варденисского нагорий.

В более северной части ТПП (на территории Грузии) новое возобновление вулканической активности субаэрального характера началось в конце миоцена и продолжалось по голоцен включительно. Выделяются две фазы активности: миоцен-плиоценовая и позднеплиоцен-четвертичная. В первую фазу произошло излияние базальтов повышенной щелоч-

ности, внедрение силлов аналогичного состава и формирование вулканов (Патара-Абули, Диди-Абули, Годореби и др.), сложенных преимущественно лавами андезитового состава (Ахалкалакское вулканическое нагорье). В южной части Скифской платформы произошло внедрение субщелочных гранитоидов (лакколиты Кавминвод). К среднему плиоцену вулканическая активность вновь сильно снижается.

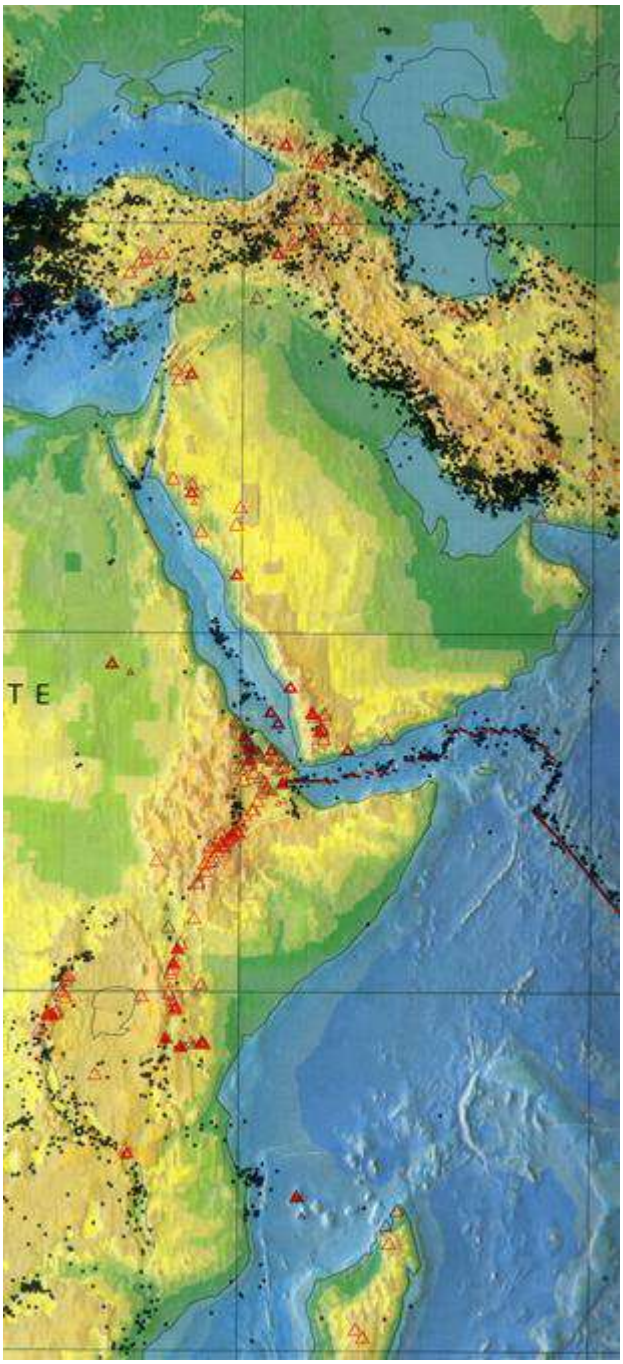


Рис. 2. Схема расположения трансконтинентального Восточно-Африканского-Транскавказского рифтового пояса в пределах Африканского и Европейского континентов по данным [33]

Условные обозначения: землетрясения с магнитудой 4.0-7.5: с эпицентрами на глубинах 0-60 км показаны мелкими черными точками; с эпицентрами на глубинах более 60 км – мелкими серыми кружочками. Землетрясения с магнитудой более 7.5: с эпицентрами на глубинах 0-60 км показаны средними черными не залитыми кружочками; с эпицентрами на глубинах более 60 км – крупными не залитыми черными кружочками. Вулканы, извергавшиеся: с 1900 г. н.э. до настоящего времени показаны крупными треугольниками; с 0 г. н.э. до 1900 г. н.э. – крупными не полностью залитыми треугольниками; голоценовые извержения с возрастами менее 10000 лет, исторически не задокументированные – крупными не залитыми треугольниками; точно не известная активность в голоцене и наличие сольфатарных полей – мелкими не залитыми треугольниками.

Вторая фаза началась активизацией магматических процессов, охвативших и северный склон Большого Кавказа, где сформировались небольшие гипабиссальные гранитоидные штокообразные тела (Эльджуртинский, Сангутидонский, Теплинский и др. массивы), крупные Верхне-Чегемская и Эльбрусская кальдеры, а затем – Эльбрусский и Казбекский вулканические центры. В Эльбрусском центре вулканическая активность началась в верхнем эоплейстоцене (940-800 тыс. лет назад) излияниями трахиандезибазальтовых и трахиандезитовых лав. В раннем неоплейстоцене (790-722 тыс. лет назад) произошли мощные эксплозивные извержения. Сформировались Эльбрусская кальдера и мощные толщи игнимбритов риолитового и риодацитового составов. Первые извержения из палеовулкана Кюкюртли (667 тыс. лет назад) представлены лавовыми потоками и синхронным им туфовым горизонтом риолитового и риодацитового состава, а затем, на протяжении более чем 600 тысяч лет, Эльбрус извергал лавы только дацитового состава [3, 19].

Важной чертой рассматриваемого трансконтинентального Восточно-Африканского-Транскавказского пояса является дискретное развитие магматизма в его пределах и связь магматизма со сводовыми региональными и локальными поднятиями. Первые из них контролируются линейными мантийными плюмами, а вторые – небольшими по размерам мантийными струями (hot finger), восходящими от границы раздела между верхней и нижней мантией [27].

Доказано (рис. 3), что все тепловые аномалии в пределах Эльбрусского и Казбекского вулканических центров [9], выявленные дистанционными методами зондирования (ночные тепловые снимки со спутников NOAA), обусловлены расположенными под ними приповерхностными магматическими камерами [8, 20].

Приуроченность к ТПП эпицентров всех сильных исторических землетрясений косвенно свидетельствует о присутствии под ней мантийного плюма [26]. Так, сейсмические характеристики «разогретой» (низкоскоростной) имеет верхняя мантия под ТПП (центральной частью Главного Кавказского хребта), где происходила генерация расплавов, порождающих вулканическую активность. Под восточным и западным окончанием Главного Кавказского хребта (за пределами ТПП) до глубин 300-400 км прослеживается «холодная» мантия [6].

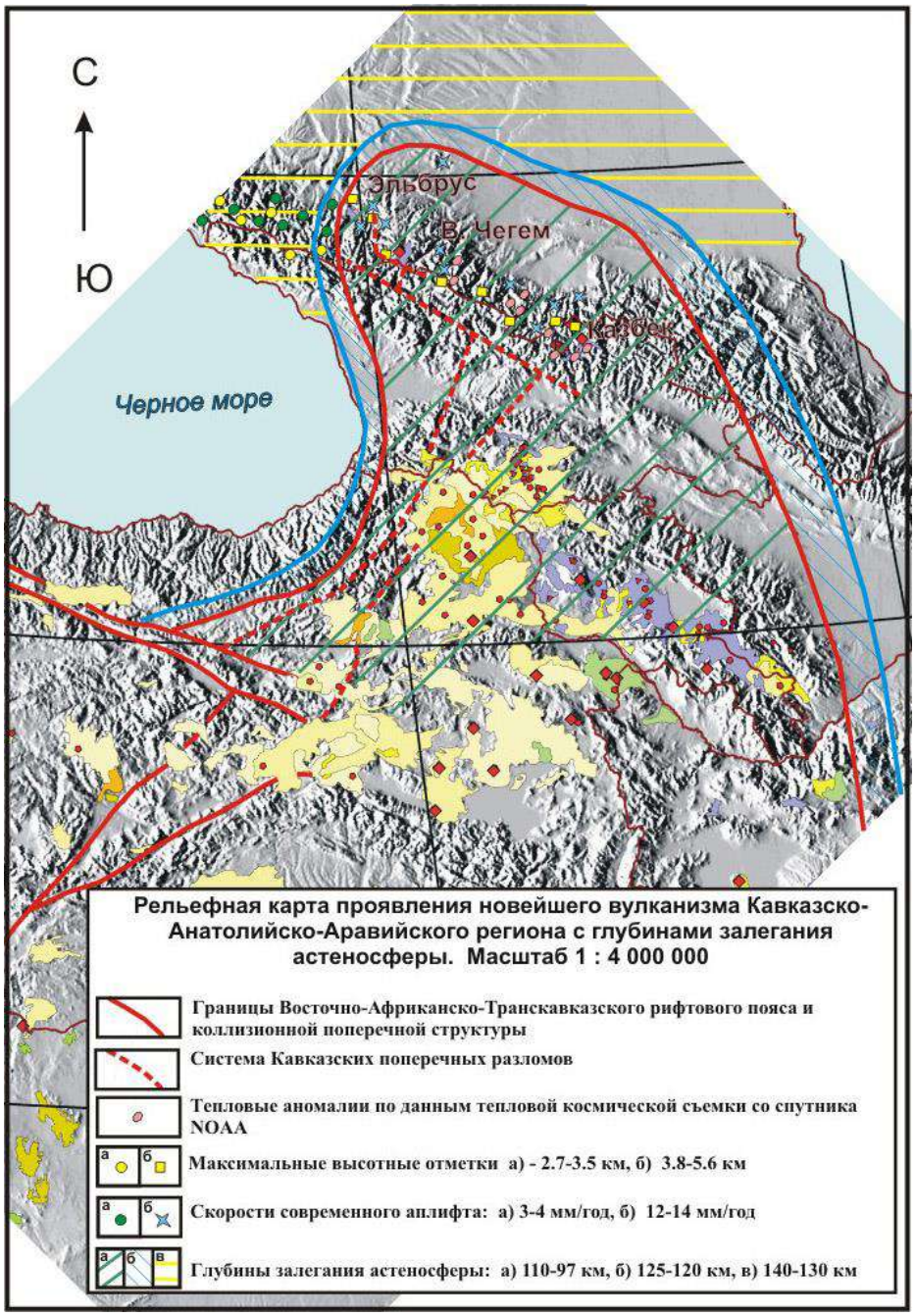


Рис. 3. Схема северного окончания Восточно-Африканско-Транскавказского рифтового пояса. Составлена А.Г.Гурбановым, 2006.

Условные обозначения: 1 – границы Восточно-Африканско-Транскавказского рифтового пояса и коллизионной поперечной структуры; 2 – тепловые аномалии по данным космической съемки со спутника NOAA; 3 – максимальные высотные отметки: а) 2.7-3.5 км, б) 3.8-5.6 км; 4 – Скорости современного аплифта: а) 3-4 мм/год, б) 12-14 мм/год; 5 – глубины залегания астеносферы: а) 110-97 км, б) 125-120 км, в) 140-130 км.

Определение времени проявления аплифта и скоростей вертикальных перемещений

Время проявления аплифта на Северном Кавказе, от долины р. Белой на западе и до долины р. Фиагдон на востоке [30] определено фишен-трековым датированием акцессорных апатитов. Данные о скоростях вертикальных и горизонтальных перемещений отдельных литосферных блоков (от г. Геленджика на западе и до долины р. Урух на востоке) получены за две эпохи измерений (06.1993 и 09.1994 гг.) системой GPS-TRIMBL в рамках российско-немецкого проекта «WEGENER». Результаты этих исследований приведены на рис. 4.

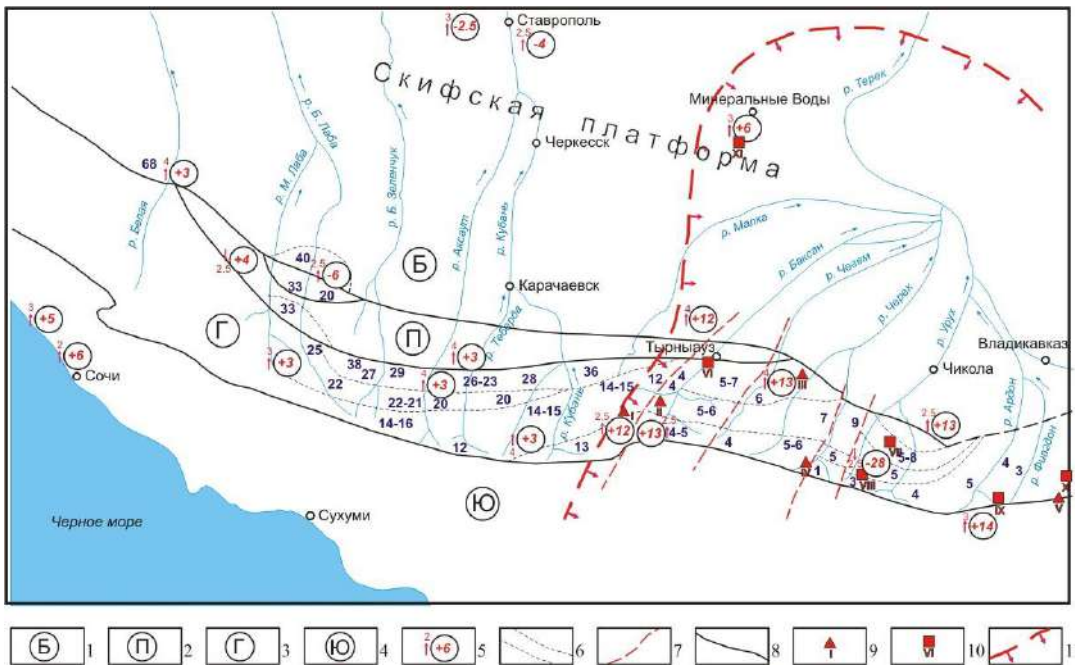


Рис. 4. Схема распределения времени аплифта и современных скоростей вертикальных и горизонтальных перемещений отдельных блоков в структурно-формационных зонах Большого Кавказа по геодезическим (GPS измерения) и фишен-трековым – время аплифта показано цифрами синего цвета) данным. Составлена. А.Г. Гурбановым, 2004.

Условные обозначения: 1 – Бечасынская структурно-формационная зона (СФЗ); 2 – СФЗ Передового хребта; 3 – СФЗ Главного хребта; 4 – СФЗ Южного склона; 5 – в кружке со знаком +6 – скорость подъема в мм/год, со знаком – 28 – скорость опускания в мм/год. Стрелка слева от кружка острый конец вверх – горизонтальное смещение в северных румбах, острый конец вниз – горизонтальное смещение в южных румбах; цифрой у стрелки показана скорость смещения в мм/год; 6 – условные границы блоков, выделенных по времени аплифта; 7 – зоны активных разломов; 8 – границы структурно-формационных зон; 9 – места проявления новейшего вулканизма: I – Эльбрусская кальдера, II – Верхне-Баксанский вулканический узел, III – Верхнечегемская кальдера, IV – район истоков р. Тютюн-су, V – вулкан Казбек; 10 – неоинтрузии и их названия: VI – Эльжуртинская, VII – Сангутидонская, VIII – Танадонская, IX – Теплинская, X – Геналдонская, XI – лакколиты Кавминвод; 11 – западная и северная границы Транскавказской поперечной структуры (или коллизионной структуры типа континент-континент).

Для определения времени аплифта в различных структурно-формационных зонах (СФЗ) отобрано 67 проб пород, из которых были выделены акцессорные апатиты. Фишен-трековое датирование проводилось по 300-500 зернам апатита из каждой пробы. Результаты исследований [30] показали (рис. 4), что в различных СФЗ последний аплифт происходил:

- В южной части Бечасынской СФЗ (долина р. Белой) 68 млн. лет назад;

- В СФЗ Передового хребта (долины рек Малая и Большая Лаба, Большой Блыб), в ее северной части – 40 млн. лет назад, а в средней и южной частях – 33-20 млн. лет назад;

- В СФЗ Главного хребта (42 пробы) выявилась следующая сложная картина:

1) Установлено ее «клавишное» строение с уменьшением возраста аплифта с севера на юг. В междуречье Большая Лаба – Кубань выделяются 4 блока северо-западного простирания и шириной до 8-10 км каждый. Породы северного блока пересекли изограду 100°С (в млн. лет назад) 38-36 и 29-23, в расположенном южнее блоке – 25-20, в следующем за ним к югу блоке – 16-14 и в самом южном блоке – 13-12 млн. лет назад. Однако, начиная с левого борта долины р. Баксан и далее на восток до долины реки Терек, описанная выше картина резко меняется. Если на водоразделе Малка-Баксан аплифт был 16-14 и 13-12 млн. лет назад, то, начиная с долины р. Баксан, на продолжении этих же блоков, аплифт произошел 5-7, 5-6 и 5-4 млн. лет назад.

2) Анализ данных по распределению времени аплифта в пределах всех СФЗ Большого Кавказа показал, что, начиная с долины р. Баксан и далее на восток, время подъема резко омолодилось. Следовательно, как зона ТПП, так и ее западная граница четко фиксируются по времени проявления аплифта.

Анализ данных о скоростях вертикальных и горизонтальных перемещений с помощью GPS-технологий (измерения проводились синхронно, в режиме реального времени на 21 станции GPS-TRIMBLE в разных СФЗ Большого Кавказа), показал (рис. 4):

1. По скорости вертикального подъема территория Большого Кавказа четко подразделяется на два крупных блока. Западный (от г. Геленжик и далее к востоку до долины р. Малки, а на севере – до Ставропольского свода), поднимающийся со средней скоростью 3-4 мм/год, и восточный (от р. Баксан и далее к востоку до р. Фиагдон), поднимающийся со средними скоростями до 12-14мм/год в СФЗ Главного хребта и от 6мм/год в пределах Ставропольского свода. Граница между этими блоками полностью совпадает с западной границей зоны ТПП, установленной фишен-трековым датированием. Отличительной чертой ТПП являются высокие (до 12-14 мм/год) скорости современного аплифта.

Близкие к нашим данные по скоростям современных поднятий на Северном Кавказе были получены в результате трех эпох (1925/27-1946/50; 1946/50-1970/75 и 1970/75-1985/92 гг.) повторного нивелирования [11]. Измеренные скорости поднятий в пределах Предкавказья составили (+2)-(+4) мм/год; Северо-Западного Кавказа – 0-(+4) мм/год; западной части СФЗ

Главного хребта – (+8)-(+10) мм/год; ТПП – (+10)-(+15) мм/год; Армянского вулканического нагорья (+10)-(+15) мм/год.

2. Анализ горизонтальных перемещений показал устойчивую ориентацию векторов скоростей (2-4 мм/год) как в северо-западном направлении, характерном для Аравийской плиты, так и в северо-восточном – характерном для юго-восточной части Малого Кавказа, что подтверждает существующие представления о северном дрейфе Аравийской плиты [24, 31]. Северо-западная направленность векторов скоростей в пределах Ставропольского поднятия свидетельствуют о практическом отсутствии влияния северного дрейфа Аравийской плиты.

Петро-геохимическая характеристика пород ЭВЦ

В связи с тем, что на глубине под ТПП происходит реальное формирование расплава, при участии «горячего» мантийного плюма, то он, при определенных условиях, может подниматься к поверхности и реализоваться в виде вулканической активности. Поэтому важно было оценить современное состояние Эльбруса (потухший или активный, но «спящий»), расположенного на западной границе ТПП и характеризующейся повышенной проницаемостью для магматических расплавов.

Учитывая хорошую геологическую и геофизическую изученность Эльбруса, данные о временных этапах его активности и связанных с нею катастрофических событий, можно оценить его современное состояние.

Краткая петролого-геохимическая характеристика вулкана Эльбрус. В истории развития Эльбрусского вулканического центра (ЭВЦ) выделены [1, 19] докальдерная, кальдерная и посткальдерная стадии (рис. 5).

Докальдерная стадия (нижний неоплейстоцен, 800-940 тыс. лет) представлена останцами лавовых потоков трахиандезибазальтового (верховья реки Тызыл) и трахиандезидацитового (устьевая часть реки Худес) составов.

Кальдерная стадия. Ранний этап (верхи среднего неоплейстоцена, 790-690 тыс. лет) представлена наиболее кислыми породами – риолитами и риодацитами (истоки реки Уллукам) с синхронными им останцами толщ игнимбритов и туфов (истоки рек Кюкюртли, Бийтиктебе и Малки), залегающими в основании вулканической постройки. Поздний этап (низы верхнего неоплейстоцена, 667-620 тыс. лет) представлен агломератовыми лавами, туфовыми горизонтами и экструзивными телами дацитового состава.

Посткальдерная стадия. Ранний этап (середина – верхи позднего неоплейстоцена, 220-15 тыс. лет) характеризуется излиянием лав дацитового состава и эксплозивными извержениями пирокластического материала. Поздний этап (голоцен) представлен глыбовыми лавовыми потоками, лавобрекчиями и туфовым горизонтом дацитового состава.

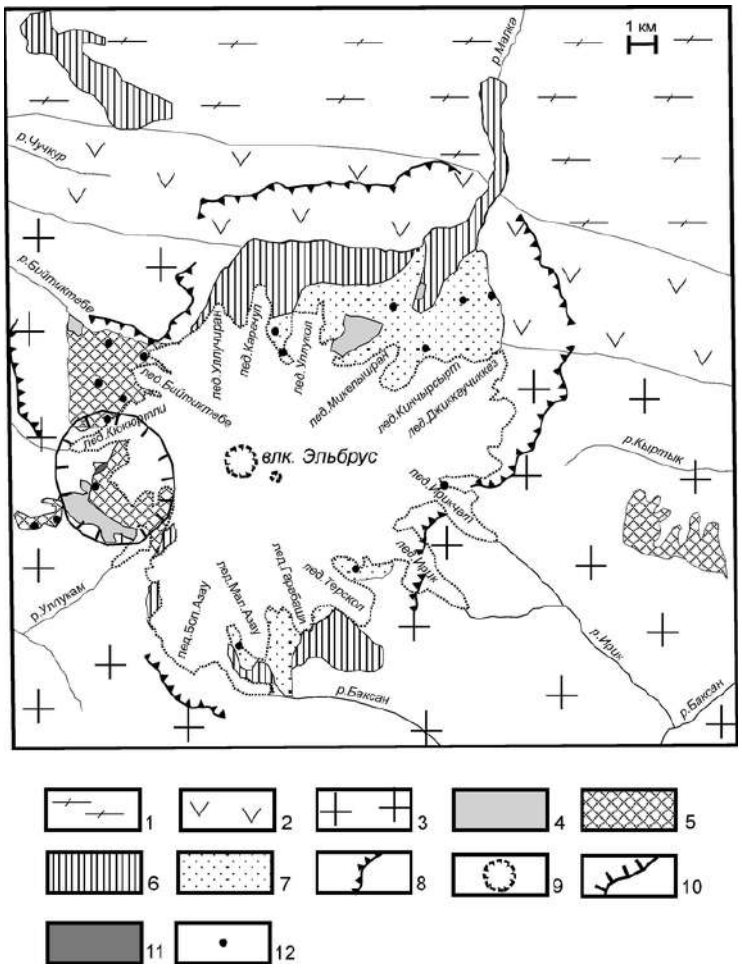


Рис.5. Схематическая геологическая карта распределения вулканических комплексов и гидротермально-метасоматических образований Эльбрусского вулканического центра

Условные обозначения: 1-3 – структурно-формационные зоны: 1 – Бечасынская, 2 – Передового хребта, 3 – Главного хребта; 4-7 – вулканические комплексы: 4 – раннего этапа кальдерного цикла, 5 – позднего этапа кальдерного цикла, 6 – раннего этапа посткальдерного цикла, 7 – позднего этапа посткальдерного цикла; 8 – контуры Эльбрусской кальдеры; 9 – Восточный и Западный вершинные кратеры вулкана Эльбрус; 10 – предполагаемые контуры Кюкюртлинской рудно-магматической системы; 11-12 – гидротермально-метасоматические образования: 11 – вторичные кварциты, 12 – проявления разных типов гейзеритов.

Геохимическими исследованиями установлено, что вулканиты всех стадий ЭВЦ характеризуются высокими содержаниями Ag, Se, Mo, Hf, As, Sb и повышенными концентрациями Ni, Sc, Cs, Co, Cr.

Для решения генетических аспектов расплавов Эльбруса были проведены определения величин изотопных стронциевых отношений ($^{87}Sr/^{86}Sr$), варьирующих от 0.705107 до 0.707339, и $^{143}Nd/^{144}Nd$, выраженные в величинах ε_{Nd} – от -0.33, -1.95 до 0.86 (Лебедев и др.,

2000; Чернышев и др., 2001, 2002), что убедительно свидетельствует о заметной роли мантийной компоненты в расплавах ЭВЦ.

Геологические и петролого-геохимические данные свидетельствуют о гетерогенности источников вещества при образовании дацитов [2].

Этот вывод был подтвержден результатами изучения расплавных включений (РВ) в плагиоклазах и кварце из разновозрастных вулканитов ЭВЦ [18, 21]. Температура гомогенизации РВ составляет 1100-1150°С. В первичных флюидных включениях флюид представлен высокоплотной CO_2, и они гомогенизировались в жидкую фазу при температурах 29.3-29.8°С, что соответствует плотности CO_2 ~ 0.62-0.60 г/см^3. Для возможных температур захвата этих включений (1100-1200°С) флюидное давление должно составить 2.8-3.2 кбар. При литостатической величине нагрузки около 270 бар/км, такие давления соответствуют глубинам кристаллизации вкрапленников плагиоклаза не менее 10-12 км, что хорошо согласуется с геофизическими данными.

Определение современного состояния вулкана Эльбрус по геологическим, дистанционным и геофизическим данным

Эльбрус долго считался потухшим вулканом, однако в последние годы собраны данные, позволившие пересмотреть эту точку зрения. Рядом исследователей [5, 13], альпинистами и сотрудниками МЧС КБР были отмечены выходы водяного пара с примесью сернистого газа в районе его Восточной вершины, ниже седловины и в других местах. Анализ пробы газа показал, что его состав близок к фумаролам современных вулканов. Затем на обеих вершинах Эльбруса были обнаружены [14] фумарольные площадки, состоящие из системы лабиринтов и проталин в фирновом покрове. Температура внутри них составляла +16ºС при температуре наружного воздуха -7ºС. Расчет теплового потока [15] под вулканом показал, что он в среднем равен 4.8×10^{-5} кал/см^2/сек, т.е. 2Вт/м^2, что на порядок превышает тепловой поток в других районах Большого Кавказа. Такая плотность теплового потока отвечает присутствию расплава внутри вулканического конуса на глубине около 1 км ниже уровня моря.

Н.И. Хитаровым [22] у восточной вершины при наблюдениях с низкочастотной аппаратурой зарегистрированы землетрясения с низкочастотными колебаниями 1-2 Гц, на фоне 5-6 Гц в прилегающих районах Большого Кавказа. Такая поверхностная волна характерна для современных активных вулканических областей. Это позволило ему считать, что под вулканом есть магматическая камера, кровля которой располагается на глубине 3-4 км ниже уровня моря.

В 2002-2009 гг. в районе восточной вершины Эльбруса, в истоках р. Кюкюртли и в районе перевала Ирик, отмечена неравномерная активизация фумарольной деятельности, сопровождавшейся выделением сернистого газа и локальным таянием снежно-ледового покрова.

Если сейчас под вулканом Эльбрус имеются приповерхностные магматические камеры с еще не остывшим расплавом, то земная поверхность над ними должна прогреваться, хотя бы на несколько градусов и сформировать тепловые аномалии. Для выявления таких

аномалий было проведено целенаправленное дешифрирование ночных тепловых снимков со спутников NOAA в ретроспективе на 14 лет (с 1990 по 2003 гг.).

Выявлены устойчивые тепловые аномалии (рис. 6) в следующих местах ЭВЦ: в районе вершинных кратеров Эльбруса (№1 и1-А); ледников Большой и Малый Азау (№2) и Кюкюртли (№ 1); от перевала Ирикчат до Сылтранской вулканической постройки (№3) и маленькая интенсивная аномалия №7 в районе станции канатной дороги «Мир». В контурах устойчивых аномалий с 2002 г. наблюдается появление все новых фумарол и локальное таяние снежно-ледового покрова.

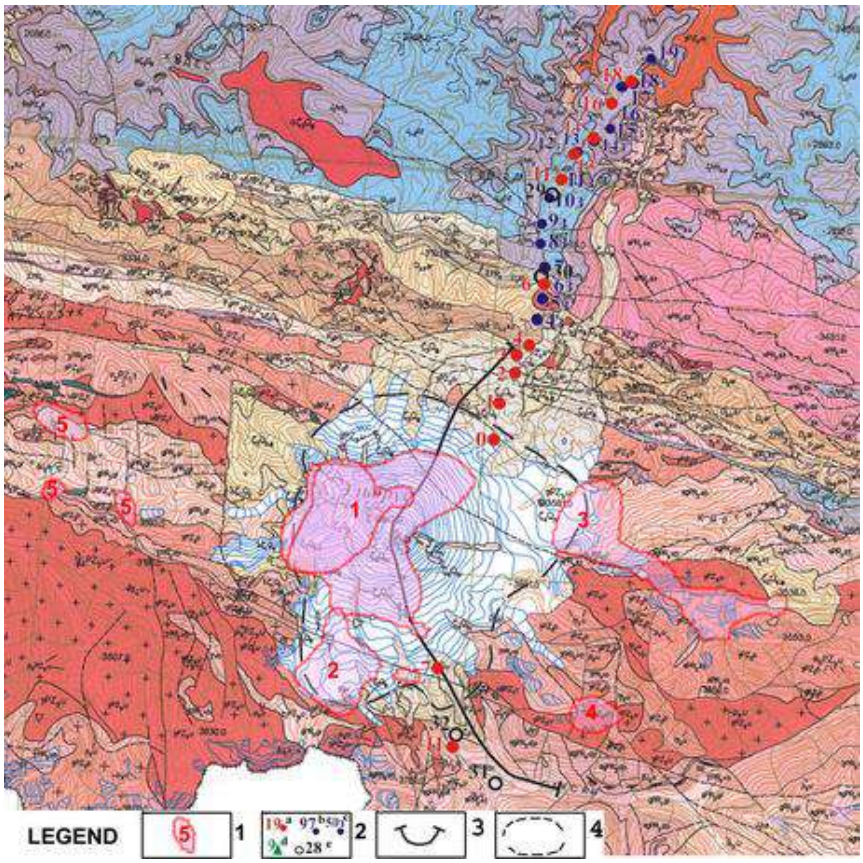


Рис. 6. Карта тепловых аномалий на вулкане Эльбрус, выявленных по данным дешифрирования ночных тепловых снимков со спутников NOAA за период с 1990 по 2003 гг.

Условные обозначения: 1 – контуры тепловых аномалий и их номера; 2 – точки магнитотеллурических и магнитных измерений; 3 – линия магнитотеллурического профиля; 4 – границы Эльбрусской кальдеры.

Гравиметрическими исследованиями по профилям подтверждено наличие магматических камер с расплавом под аномалиями №№ 1, 1-А, 2 и 3. Результаты магнитотеллурического зондирования по Приэльбрусскому профилю (рис. 6) показали присутствие под вулканом приповерхностной магматической камеры и глубинного очага (на рис. 7 они показаны желтым и зеленым цветами).

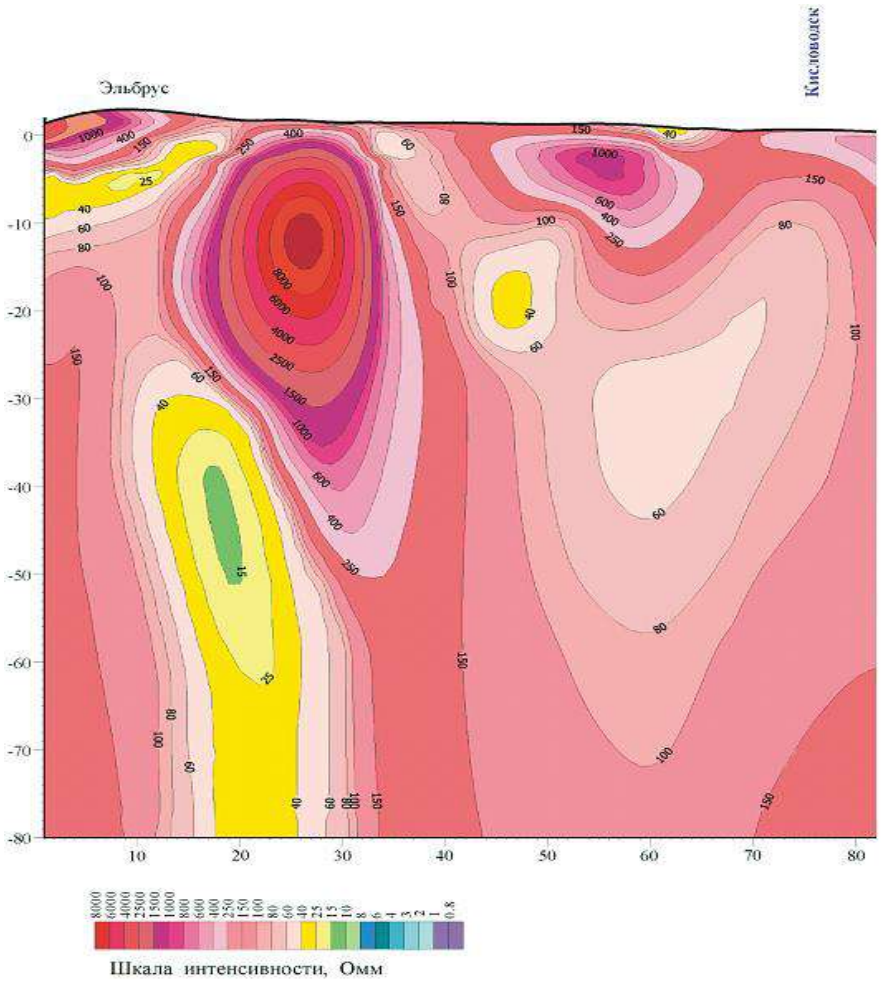


Рис. 7. Геоэлектрический разрез, отражающий интерпретацию данных, полученных методом магнитотеллурического зондирования по линии Приэльбрусского профиля

Горизонтальная ось – расстояние по профилю в км, вертикальная ось – глубина в км. Слева на разрезе – юг, справа – север. На рисунок нанесены изолинии равных сопротивлений [20]. Желтым и зеленым цветами (в черно-белом варианте – белым цветом) под вулканом Эльбрус показаны положения приповерхностной магматической камеры и глубинного очага.

Наличие приповерхностных магматических камер косвенно подтверждается динамикой таяния над ними постоянного снежно-ледового покрова. Так, с 2001 по 2006 гг. произошло интенсивное таяние в районе ледника Малый Азау (над аномалией №2), язык которого отступил за это время примерно на 300 м. Эта динамика хорошо видна на восточной вершине Эльбруса (период с 2002 по 2007 гг., рис. 8-9).

Рис. 8. Фото Эльбруса июль 2002 г. Ниже восточной вершины на конусе Эльбруса таяния снежного ледового покрова над тепловой аномалией №1-А)

В апреле 2007 г. в районе восточной вершины наблюдалась резкая активизация фумарольной деятельности, в результате которой черное пятно, показанное на рис. 8, увеличилось в размере примерно в 2 раза, а в районе восточного вершинного кратера произошло интенсивное таяние ледового покрова и обнажились лавовые потоки на площади 300х600 м (на рис. 9 они черного цвета).

Рис. 9. Фото Эльбруса, апрель 2007 г. В районе восточного вершинного кратера обнажились лавовые потоки на площади 300х600 м, а ниже него на конусе Эльбруса – черное пятно, показанное на рис. 8, увеличилось в размере примерно вдвое. Голоценовые лавовые потоки обнажились в результате таяния снежного ледового покрова над тепловой аномалией №1-А

Возможные типы катастрофических событий при возобновлении вулканической активности Эльбруса

На основании приведенных выше данных можно, с достаточной степенью уверенности, говорить об усилении фумарольной деятельности, о наличии приповерхностных магматических камер и питающего их глубинного очага, а соответственно, о возрастании вулканической активности за последние годы. Это достаточно тревожные симптомы, так как не исключена и подготовка Эльбруса к извержению в будущем с определенными катастрофическими событиями. Поэтому важно было выявить связанные с прошлыми извержениями типы катастрофических событий и оценить их масштабы. Это необходимо для предсказания возможных их типов в случае возобновления вулканической активности. Для этих целей, в пределах ЭВЦ, нами были выявлены и изучены палеокатастрофические события, связанные с его прошлой активностью. Они представлены: сильными эксплозивными извержениями с аэральным переносом пеплового материала на значительные расстояния (от десятков до сотен км); катастрофическими лахарами; образованием запрудных озер с последующим их прорывом и наводнениями; каменными и ледово-каменными лавинами; палеосейсмодислокациями (рис. 10). Время проявления большинства из них было определено с помощью радиоуглеродного (^{14}C) метода датирования. Установлено, что к концу голоцена (последние 10 тыс. лет) частота повторяемости извержений и сейсмодислокаций увеличивается, а периоды покоя сокращаются.

Рис. 10. Схематическая карта типов палеокатастрофических последствий прошлых извержений вулкана Эльбрус (составлена А.Г. Гурбановым).

Рис. 10. Схематическая карта типов палеокатастрофических последствий прошлых извержений вулкана Эльбрус (составлена А.Г. Гурбановым).

Анализ геологической, геоморфологической, гляциологической и геофизической обстановок в районе вулканической постройки показал, что. независимо от местонахождения эруптивного центра, силы и типа возможного извержения Эльбруса, его активизация может сопровождаться выделениями вулканических газов и другими явлениями, включая: каменно-ледовые обвалы, взрывные извержения с аэральным переносом пеплового материала на значительные расстояния (от десятков до сотен км); сейсмодислокации, катастрофические лахары, образование подпрудных озер, наводнений. Все это предопределено тем, что для их возникновения, в пределах вулканической постройки, имеются благоприятные условия (наличие огромного ледового покрова, крутизна склонов вулканической постройки и каньонообразные долины).

В связи с вышеизложенным становится очевидной острая необходимость в организации и проведении на территории Северного Кавказа системы комплексного мониторинга вулканической, сейсмической и гляциологической опасностей с компьютерным моделированием типов и масштабов их проявлений и составлением карты риска возможных природных катастроф.

Литература

1. Богатиков О.А., Гурбанов А.Г. Комплексные исследования Эльбрусского и Казбекского вулканических центров: мониторинг и прогноз // Вестник Владикавказского научн. центра. 2003.Т.3. № 2. С. 15-28.

2. Бубнов С.Н. Хронология извержений и источники расплавов новейших вулканических центров Большого Кавказа. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ИГЕМ РАН. 2003. 27 с.

3. Геодинамика, сейсмотектоника и вулканизм Северного Кавказа / Е.А. Рогожин, Л.Е. Собисевич, Ю.В. Нечаев, А.Л. Собисевич, О.А. Богатиков, А.Г. Гурбанов, В.И. Коваленко, В.М. Газеев, Б.Г. Поляк, Б.Г. Покровский, В.Ю. Лаврушин, В.И. Куликов, И.В. Мелекесцев, Д.Г. Кащук, В.К. Милюков, А.В. Копаев / Под ред. акад. Н.П. Лаверова. М.: ОИФЗ РАН, 2001. 336 с.

4. Гурбанов А.Г., Катов Д.М., Краль Я. Выражение зоны максимального проявления коллизии, вызванной столкновением Аравийской и Евразийской плит, в рельефе большого Кавказа по фишен-трековым (апатит) и геоморфологическим данным // Тез. докл. Междунар. совещ. XXIV пленум геоморфол. комиссии РАН. Краснодар, 6-10 октября 1998. Краснодар, 1998. С. 299-301.

5. Гусев А.М. Эльбрус. М.: Гостехиздат, 1948. 51 с.

6. Ершов А.В., Никишин А.М., Брунэ М.Ф., Спакман В. Позднекайнозойская геодинамика Кавказского региона: данные численного моделирования и сейсмотомографии // Тектоника неогея: общие и региональные аспекты. Т. 1. М.: ГЕОС, 2001. С. 230-235.

7. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Внутриплитный магматизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Геотектоника. 1983. №1. С. 28-45.

8. Копаев А.В., Гурбанов А.Г. Гравиметрические исследования в Геналдонском ущелье: первые результаты // Вестник Владикавказского научн. центра. 2004. Т.4, № 3. С. 9-11.

9. Корниенко С.Г., Ляшенко О.В., Гурбанов А.Г. Выявление признаков очагового магматизма в пределах Казбекского вулканического центра по данным тепловой космической съемки // Вестник Владикавказского научн. центра. 2004. Т.4, № 3. С. 25-32.

10. Короновский Н.В., Демина Л.И. Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм // Геотектоника. 1999. № 2. С. 17-35.

11. Лилиенберг Д.А., Кафтан В.И., Кузнецов Ю.Г., Серебрякова Л.И. Картографические модели вариаций современных тектонических движений морфоструктур Кавказа и Закавказья для различных эпох // Геоморфология. 1997. № 4. С. 63-75.

12. Магматические горные породы. Т.4. Кислые и средние породы / Под ред. В.В. Ярмолюка и В.И. Коваленко. М.: Наука, 1987. 374 с.

13. Масуренков Ю.П. Кайнозойский вулканизм Эльбрусской вулканической области. М., 1961. 132 с.

14. Масуренков Ю.П., Клименко А.И., Пахомов С.И. Эволюция и современное состояние вулкана Эльбрус // Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР. М.: Наука, 1965. С. 57-78.

15. Масуренков Ю.П. Плотность теплового потока и глубина залегания магматического очага под вулканом Эльбрус // Бюл. вулканол. станций. 1971. № 47. С. 79-82.

16. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 277 с.

17. Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 279 с.

18. Наумов В.Б., Толстых М.Л., Гурбанов А.Г. и др. Условия образования ксенолитов из плейстоценовых лавовых потоков вулкана Эльбрус (Кавказ) // Геохимия. 2001. № 11. С. 1230-1236.

19. Новейший и современный вулканизм на территории России / Отв. ред. Н.П. Лаверов. М.: Наука, 2005. 604 с.

20. Собисевич А.Л., Нечаев Ю.В., Собисевич Л.Е., Гурбанов А.Г., Арбузкин В.Н., Трофименко Е.А., Пруцкий Н.И., Греков И.И. Результаты геолого-геофизического мониторинга магматических структур вулкана Эльбрус // Современные методы геолого-геофизического мониторинга природных процессов на территории Кабардино-Балкарии / Под ред. Б.С. Карамурзова. Нальчик, 2003. С. 158-178.

21. Толстых М.Л., Наумов В.Б., Гурбанов А.Г. и др. Состав магматических расплавов вулкана Эльбрус и Казбек (Кавказ) по данным изучения включений в минералах // Геохимия. 2001. № 4. С. 441-448.

22. Хитаров Н.И., Щукин Ю.К., Сизов А.В. К оценке активности вулкана Эльбрус // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, № 4. С. 952-984.

23. Чернышев И.В., Бубнов С.Н., Гольцман Ю.В. и др. Тез. докл. II Всерос. петрограф. совещ. Сыктывкар, 2000. Т. 1. С. 227-229.

24. Шевченко В.И., Гусева Т.В., Лукк А.А. и др. Современная геодинамика Кавказа (по результатам GPS измерений и сейсмическим данным) // Физика земли. 1999. №9. С. 3-18.

25. Ярмолюк В.В., Богатиков О.А., Коваленко В.И. Позднекайнозойские трансконти-

нентальные структуры и магматизм Евро-Африканского сегмента земли и геодинамика их формирования // ДАН. 2004. Т. 395, № 1. С. 91-95.

26. Debayle E., Leveque J.J., Cara M. Seismic evidence for a deeply rooted low-velocity anomaly in the upper mantle beneath the northeastern Afro-Arabian continent // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. V. 193. P. 423-436.

27. Goes S., Spakman W., Bijwaard H. A Lower mantle source for central European volcanism // Science. 1999. V. 286. P. 1928-1931.

28. Grun R., Tani A., Gurbanov A. et al. A new method for the estimation of cooling and denudation rates using paramagnetic centers in quartz: A case study on the Eldzhurtinskiy Granite, Caucasus // J. of Geophys. Res. 1999. N 104. P. 17531-17549.

29. Illies J.H. An intercontinental belt of the word rift system // Tectonophysics. 1969. V. 8. P. 5-29.

30. Kral J., Gurbanov A.G. Apatite fission track data from the Great Caucasus pre-Alpine Basement // Chem. Erde. 1996. V. 56. P. 177-192.

31. Philip H., Cisternas A., Gvishiani A., Gorshkov A. The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision // Tectonophysics. 1989. V. 161. P. 1-21.

32. Ritsema J., van Heijst H.J., Woodhouse J.H. Complex shear wave velocity structure imaged beneath Africa and Iceland // Science. 1999. V. 286. P. 1925-1929.

33. Simkin T., Tilling R.I., Taggart J.N., Jones W.J., Spal H. World map of volcanoes, earthquakes and plate tectonic. Smithsonian Institution, U.S. Geological Survey. 1989.

34. Wilson M., Downs H. Tertiary-Quaternary extension-related alkaline magmatism in Western and Central Europe // J. Petrol. 1991. V.32. N 4. P. 811-849.

35. Wilson M., Patterson R. Intraplate magmatism related to short-wavelength convective instabilities in the upper mantle: Evidence from the Tertiary-Quaternary volcanic province of western and central Europe // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 2001. V. 352. P. 37-58.

36. Wilson M., Downs H. Mafic alkaline magmatism associated with the European Cenozoic rift system // Tectonophysics. 1992. V. 208. N 1/3. P. 173-182.

37. Wilson M., Guiraund R. Magmatism and rifting in Western and Central Africa from Late Jurassic to Recent times // Tectonophysics. 1992. V. 213. N 1/2. P. 203-225.

38. Ziegler P.A. European Cenozoic rift system // Tectonophysics. 1992. V. 208. P. 91-111.

УДК 552.323.5

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, КАТАСТРОФИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ РУДОНОСНОСТЬ ПОРОД КАЗБЕКСКОЙ И ЭЛЬБРУС-ЧЕГЕМСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ

Гурбанов А.Г.[2], Газеев В.М.[2] Лексин А.Б.[1], Гурбанова О.А.[3]

[1]ИГЕМ РАН, Москва, Россия

[2]ВНЦ РАН, Владикавказ, Россия

[3]МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

В состав Казбекской вулканической области входит Кельский вулканический центр, включающий ряд вулканов центрального типа.

Современное состояние большинства вулканов Кельского плато центра и их геохимические особенности (рудная специализация) пока изучены слабо. С этой точки зрения, Эльбрус-Чегемская вулканическая область может служить хорошим эталоном для сравнительного анализа по петрохимическим и геохимическим данным.

Нами проведено сравнение пород Кельского и Казбекского вулканических центров (Казбекская вулканическая область – КВО) (рис. 1-2) с породами Эльбрус-Чегемской вулканической области (ЭЧВО) Большого Кавказа (рис. 3-4).

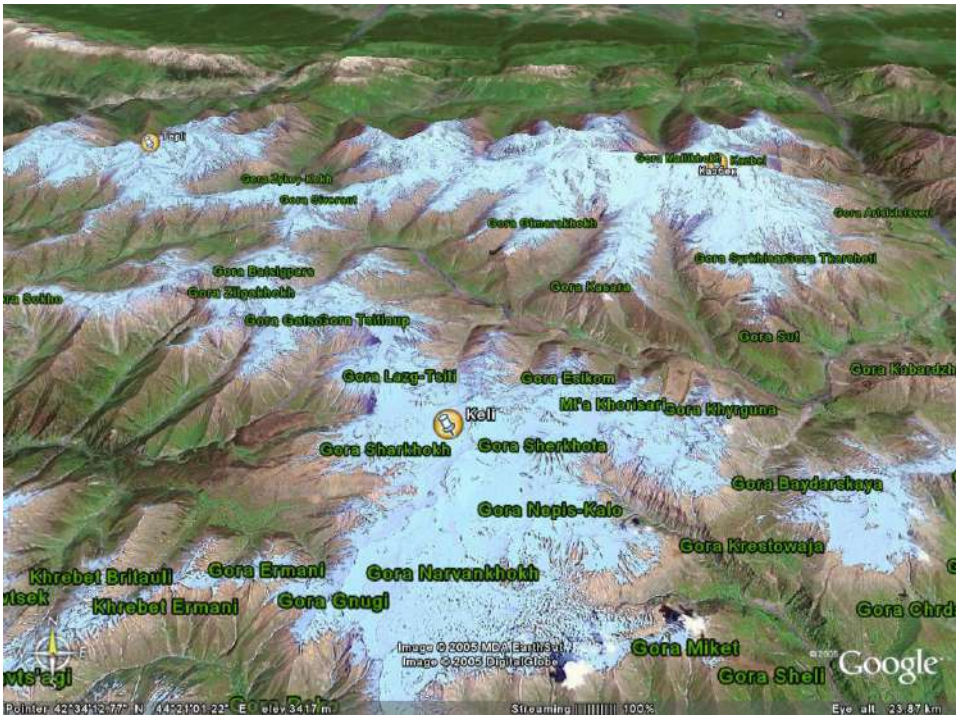


Рис. 1. Кельское плато, вид с юга на север (снимок Landsat, ресурс Google Earth)

Рис. 2. Кельское плато и гора Казбек (слева). Вид с юго-запада на северо-восток

Рис. 3. Эльбрусский вулканический центр. Кызылкольский лавовый поток (бассейн р. Малка)

Рис. 4. Верхнее-Чегемское вулканическое нагорье. Вид из долины р.Джилгы-су

Вулканиты ЭЧВО представлены нормально- и умеренно-щелочными высококальциевыми риолитами, трахириолитами, дацитами и латитами. Туфы, развитые в пределах этой области, соответствуют андезидацитам.

В исследованной нами части Кельского вулканического центра присутствуют андезиты, дациты и плагиориодациты, в Казбекском вулканическом центре – андезиты и дациты. Все вулканиты, за исключением третичных трахиандезибазальтов, являются нормально- и низко-щелочными породами (содержания калия в них не превышает 2%, за исключением трахиандезитов – 2.5%).

Установлено, что породы ЭЧВО и КВО, сформировавшиеся в близком временном интервале, но в разных структурно-формационных зонах Большого Кавказа, имеют незначительные, но устойчивые различия. Так, например, при сравнении близких по составу средних и кислых пород, имеющих существенную коровую компоненту, содержания K_2O и Rb в них заметно различаются. В породах КВО содержания K_2O не превышают 2.1%, а Rb менее 74, в то время как в породах ЭЧВО K_2O>3.49 %, Rb>144. Этот критерий, в частности, можно использовать при разработке стратиграфических схем осадочных толщ в Предкавказье и Закавказье, не содержащих остатков фауны и флоры, по туфовым горизонтам. Выявленные отличия пород КВО и ЭЧВО могут быть обусловлены различиями в глубинном строении земной коры. В первом случае (КВО) в разрезе значительную роль играют осадочные образования Тетиса, во втором – гранитно-метаморфический субстрат структурно-формационной зоны Главного хребта Большого Кавказа.

В Южной Осетии нами выявлены системы современных активных разломов, по которым сейчас происходят малоамплитудные подвижки. Один из этих разломов обнаружен на

третьей надпойменной террасе, к северо-востоку от г. Цхинвал, где выявлена мощная (до 3.5 метров) «нептуническая» дайка, в теле которой галечники и речные пески имеют практически вертикальное падение (рис. 5). В теле вертикально расположенного песка имеются зеркала скольжения, что свидетельствует о наличии здесь зоны активного разлома (азимут падения 160° угол 76-80°). Этот разлом может быть сейсмогенерирующим, так как такие «нептунические» дайки возникают при землетрясениях в пределах изосейст 8 и более высоких баллов.

Рис. 5. Выход «нептунической» дайки (светлый тон) в окрестностях г. Цхинвал.

Аналогичные «нептунические» дайки и современные активные разломы выявлены нами и в пределах ЭЧВО в истоках р. Бийтик-тебе, в устье р. Кыртык и в районе урочища «Аэродром» [3]. Следовательно, эти два вулканических района являются также и потенциально сейсмоопасными.

Если под вулканами Кельского вулканического центра имеются приповерхностные магматические камеры и питающий их глубинный очаг, то сильные землетрясения могут спровоцировать возобновление вулканической активности.

Туфы, вскрытые в карьере в правом борту р. Малая Лиахва, вблизи от вулканических потоков трахиандезитового состава, имеют андезидацитовый состав. По содержанию основных петрогенных окислов они сопоставимы с вулканическими породами Кельского и Казбекского центров. Следовательно, здесь зафиксированы последствия катастрофически сильного эксплозивного извержения с аэральным переносом пеплового материала на десятки километров.

На третьей надпойменной террасе реки Малая Лиахва, в трех карьерах, расположенных на одном гипсометрическом уровне (~ 1060 м), вскрыты перемытые тонкозернистые озерные пепловые отложения мощностью до 8.0 м. Отдельные горизонты обогащены костными остатками крупных животных (рис. 6), т.е. извержение было эксплозивным (взрывным).

Рис. 6. Извлечение костных остатков из пепловых отложений

Оно привело к массовой гибели животных. Наличие таких отложений однозначно свидетельствует об очень сильных взрывных извержениях местных вулканов, сопровождавшихся переносом по воздуху пеплов и пирокластики на значительные расстояния. По костным остаткам радиоуглеродным методом в Институте географии (ИГ) РАН проводится определение возраста пеплов, а соответственно и времени взрывного извержения. Методом спектроскопии электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) по породообразующему кварцу в МГУ определяются возраста нескольких лавовых потоков.

При обнаружении пеплов с костными остатками на разновозрастных террасах, в сочетании с результатами ЭПР датирования разновозрастных лавовых потоков, можно будет определить частоту повторяемости извержений в прошлом.

В ЭЧВО также известны пеплы катастрофических извержений, лахаровые потоки нептунические дайки – свидетельствующие о высокобальных землятрясениях. Такую информацию важно учитывать при составлении карт риска на территориях КБР и РЮО, на которых необходимо также отразить и другие возможные природные катастрофические процессы (вулканоопасность, сейсмодислокации, образование запрудных озер, каменных лавин, оползней, зон современных активных разломов и др.).

В пределах Кельского вулканического центра, на вулкане Фидархох, выявлены субвулканические тела, сложенные дацитами, которые содержат значительное количество микроксенолитов пород и ксенокристов граната, вынесенных из глубоких горизонтов. В дацитах выявлены секущие зоны с гидротермальной проработкой (осветление пород, ожелезнения по микротрещинкам и т.д.), в которых появляются налеты самородной серы и медной зелени (рис. 7).

Рис. 7. Проявления тонкодисперсной рудной (с медью) минерализации в зоне тектонического дробления. Зона окрашена в оттенки желтого и красного цветов

Это свидетельствует о проявлении древней фумарольной и гидротермальной деятельности. Рентгено-флюоресцентным анализом установлено, что эти зоны обогащены S и Pb относительно остальных вулканитов. В результате изучения полированных шлифов в них выявлена тонкодисперсная рудная минерализация, представленная пиритом, халькопиритом, пирротином, и Ni-Co минералами, которые изучаются в настоящее время на электронном микроскопе и микрозондовым анализами. С такими субвулканическими телами в пределах Эльбрусского вулканического центра связаны проявления рудной (Pb-Zn, Cu-Mo) минерализации [2].

На территории Южной Осетии распространены продукты андезито-дацитового вулканизма, относимого к заключительному неоплейстоцен-голоценовому этапу. В это время на Большом Кавказе действовали вулканы Эльбрус, Казбек, Кабарджин, а в районе Кельского нагорья возник целый ряд вулканов – Шархох, Восточный Хорисар, Большой и Малый Непискало, Шадилхох. Северо-восточнее Кельского плато сформировались вулканогенные толщи Джавы.

В связи с вулканическими постройками аналогичного состава на Большом Кавказе известно оруденение медно-молибденпорфирового типа (на глубоких уровнях эрозионного среза – Сангутидон). На субвулканическом уровне выявлена золото-полиметаллическая и сурьмяно-висмутовая минерализации (Сангутидон). На гипабиссальном уровне развития вулканитов известна эпитермальная рудная минерализация (Pb, Zn) и геохимические аномалии Zn, Pb, As, Mo, Sb U, Cs (Верхне-Чегемская кальдера, Эльбрус) [1, 2]. Вулканиты Джавского и Кельского вулканических центров, потенциальная рудоносность которых еще не изучена, могут оказаться перспективными на обнаружение подобной минерализации.

Литература

1. Гурбанов А.Г., Газеев В.М., Докучаев А.Я. и др. Позднемиоценовый-голоценовый магматизм и геодинамика Большого Кавказа // Типы магм и их источники в истории Земли. Ч.1. Магматизм и геодинамика – главные факторы эволюции Земли. М.: ИГЕМ РАН, 2006. С. 269-319.

2. Гурбанов А.Г., Богатиков О.А., Докучаев А.Я. и др. Проявление рудоносных гидротермально-метасоматических процессов в районе Эльбрусского вулканического центра (Северный Кавказ, Россия) // Геол. рудных месторождений. 2008. Т. 50, № 3. С. 225-245.

3. Рогожин Е.А., Гурбанов А.Г., Мараханов А.В. и др. О соотношении проявлений вулканизма и землетрясений на Северном Кавказе в голоцене // Физика Земли. 2005. №3. С. 33-46.

УДК 550.3(091)

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТЕРСКО-КАСПИЙСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА В СВЯЗИ С ПРОГНОЗИРОВАНИЕМ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ БОЛЬШИХ ГЛУБИН

Даукаев А.А.

КНИИ им Х.И. Ибрагимова РАН, Грозный, Россия

Вплоть до 1860-80 гг. нефть во всем мире добывалась в местах ее выхода на поверхность примитивными методами (ямными, колодезными и др.). С начала промышленного периода добычи (с середины XIX в.) объектами разведки и добычи становятся стратиграфические горизонты, залегающие на небольших глубинах, сложенные обычно терригенными породами. Уже в то время шли дискуссии о первичности или вторичности нефти в нефтенасыщенных пластах (еще раньше началась полемика по проблеме генезиса нефти). Одни исследователи утверждали, что нефть образовалась в тех же пластах, в каких мы ее находим (К.П. Калицкий); другие поддерживали мнения о вторичности нефти, т.е. предполагали ее миграции из более глубоких горизонтов (Д.И. Менделеев и др.) [15]. С начала XX века во многих нефтегазоносных регионах мира постепенно стали осваивать все более глубокие горизонты. Со второй половины XX века остро встала проблема нефтегазоносности больших глубин, что было связано с истощением верхних нефтенасыщенных пластов и кризисной ситуацией с подготовкой новых запасов нефти и газа. Необходимость стабилизации падающей добычи нефти обусловила вовлечение в сферу освоения глубокозалегающих стратиграфических горизонтов мезозоя (более 4,5 км). Переход к освоению мезозойских горизонтов глубоким бурением и сейсморазведкой МОВ ОГТ привел к открытию крупных высокодебитных залежей в верхнемеловых известняках Терско-Сунженской нефтегазоносной области (ТСНГО). В дальнейшем на отдельных площадях были установлены залежи в нижнемеловых и верхнеюрских отложениях. Проблема нефтегазоносности глубокопогруженных зон особенно актуальна в настоящее время для регионов с длительной историей нефтегазодобычи, с высокой степенью выработанности разведанных запасов. Для этих регионов с развитой инфраструктурой они могут служить важнейшими источниками приращения ресурсной базы УВ-сырья [2, 5, 6, 16, 17]. Поиски, разведка и разработка локальных скоплений УВ на больших глубинах проблематичны. Постановка дорогостоящих буровых работ может быть осуществлена только после тщательного изучения геологического строения и установления надежных предпосылок для формирования залежей нефти и газа и на наиболее перспективных площадях.

На основе анализа и систематизации геолого-геофизических материалов и данных бурения по нефтегазоносности глубокопогруженных горизонтов, установлены закономерности распределения залежей УВ в различных геодинамических обстановках, а также особенности развития процессов нефтегазообразования и нефтегазонакопления, представляющие интерес при прогнозировании нефтегазоносности больших глубин. Внедрение геофизиче-

ских методов и глубокого бурения позволили проводить геологоразведочные работы (ГРР) на нефть и газ на больших глубинах, начиная с 1980-х гг. Было пробурено более 75 скважин с глубиной более 4500 м, в том числе 35 с глубиной от 5500 до 7500 м. В результате целенаправленных ГРР на глубокопогруженные отложения мезозоя на 1973-1993 гг., в Терско-Каспийской НГО было выявлено более 29 нефтяных, 3 газовых и 2 газоконденсатных залежей, в том числе в Терско-Сунженской зоне более 20 месторождений.

Данные глубокого бурения скважин и результаты интерпретации сейсмических материалов МОВ ОГТ позволили значительно уточнить представления о структуре осадочного чехла и поверхности фундамента. По анализу результатов ГРР проведенных в 1970-90-х гг. была составлена тектоническая карта поверхности фундамента Восточного Предкавказья, уточняющая тектоническое районирование территории. На карте выделены тектонические элементы, как погребенный кряж Карпинского, Восточно-Манычский и Кизлярский прогибы, Ногайско-Тарумовский сложный вал и ТКП. Структуры имеют субширотное простирание, ограничены крупными шовными зонами и осложнены многочисленными разрывами и элементами меньшего порядка [9].

Терско-Каспийский краевой прогиб (ТККП), расположенный между Ногайской ступенью и мегантиклинорием Большого Кавказа, простирается в субширотном направлении от Минераловодского выступа на западе до акватории Каспийского моря на востоке и имеет размеры 400х120 км. В акватории Каспийского моря ТККП приобретает субмеридиональную ориентировку и прослеживается к югу до Апшеронского порога. На широте г. Дербента он осложнен Самурским выступом с глубиной залегания фундамента 7-8 км. Из-за сложности геологического строения и значительной мощности осадочного чехла (9-12 км) представления о структуре его фундамента базируются в основном на материалах геофизических исследований (КМПВ, МОВЗ) и бурения.

На северном борту ТККП скв. Бурунная-1 в интервале 5972-7501 м вскрыла вулканогенно-осадочную толщу триасового возраста. На южном борту прогиба на Варандийской антиклинали в аллохтонном залегании пересечены карбонатные отложения толщиной 1000 м верхнепермского (нижнетриасового) возраста. В 10 км севернее, в автохтоне Варандийской складки, скв. Басс-1 в интервале 4520-5350 м встречены пестроцветные терригенно-карбонатные породы, отнесенные к куманской свите верхней перми. Миатлинском и Талгинском-сводах Дагестанского клина, а также на своде Бенойского выступа в подъюрском разрезе также были вскрыты дислоцированные породы, возраст которых предварительно определялся как пермский.

О геологической истории развития и механизмах формирования структуры ТКП, и в частности Терско-Сунженской складчатой зоны, существуют различные, часто противоположные, точки зрения [1, 9].

В результате изучения глубинного строения отмечена разломно-блоковая структура фундамента, и ведущая роль разноориентированных глубинных разломов в формировании структуры осадочного чехла. В частности, еще Г.Д. Ажгиреем отмечались следующие характерные особенности Пшекиш-Тырныаузского разлома, продолжением которого на территории ЧР является Сунженский разлом: наличие в его узких и сжатых тектонических зонах в виде грабен – синклиналей, опущенных на значительную глубину структурно-тек-

тонических блоков, сложенных породами молодого возраста и высоко приподнятых блоков типа горст-антиклиналей, представленных породами более древнего возраста.

Ряд исследователей (М.И. Жемеричко, Н.В. Короновский, Б.А. Соколов, В.В. Доценко и др.) Терско-Сунженскую складчатую зону считают рифтовой структурой, связывая формирование антиклинальных зон здесь флюидо-геодинамическими процессами (инъекционный механизм формирований антиклинорий) [12].

Вопросы глубинного строения территории тесно переплетаются с закономерностями размещения и условиями формирования скоплений УВ.

На основании результатов геолого – геофизических, геохимических и геодезических наблюдений, М.В. Багдасарова (2001) разработала флюидодинамическую модель формирования месторождений УВ в условиях напряженного и умеренного флюидодинамического режима платформенных и переходных областей, согласно которой отмечается тесная связь месторождений УВ с глубинными активно развивающимися разломами, процессами дегазации и флюидодинамики глубинных зон Земли. (М.В. Багдасарова; 2000,2001).

Приведенные и другие данные свидетельствуют о том, что новейшие тектонические движения и современная геодинамическая активность ТКП являются одними из важнейших факторов формирования и размещения скоплений нефти и газа [10]. Дифференцированная активность тектонических движений и флюидогеодинамических процессов в неоген-четвертичное время способствовало формированию в пределах ТКП разной степени дислоцированных антиклинальных структур и локализации залежей УВ в определенных стратиграфических уровнях.

С учетом ранее выдвинутых классификаций локальных структур на рассматриваемой территории по морфологическим параметрам (дислоцированность, выраженность по разрезу, линейные размеры и т.д.) выделяются следующие типы структур, контролирующие стратиграфический диапазон локализации залежей УВ в их пределах:

– Высокоамплитудные сильно дислоцированные линейно вытянутые структуры субширотной ориентировки. Они характеризуются значением соотношений длинной и короткой осей более 15, амплитудой от 600 до 1000 и более метров. Линейные размеры складок в среднем составляют 4-6х25-35 км. Морфологически выражены практически по всему разрезу мезокайнозойских отложений. К ним относятся Старогрозненская, Октябрьская, Брагунская, Эльдаровская, Хаянкортовская, Горячеисточненская, Гудермесская, Карабулак-Ачалукская, Малгобек-Горская, структуры, расположенные в пределах Терской и Сунженской антиклинальных зон. Для этих структур характерно наличие залежей нефти и газа крупных и средних размеров в меловых отложениях. Экранирующие свойства майкопской глинистой толщи здесь несколько снижаются (из-за наличия множеств разрывных нарушений), и мигрирующие снизу вверх УВ, проникая через нее, формируют многочисленные залежи небольших размеров в песчаных пластах среднего миоцена, покрытых сверху сарматским флюидоупором [5, 6].

– Структуры-спутники, т.е. структуры сопутствующей складчатости, менее дислоцированные в сравнении со структурами 1 типа. Соотношение длинной и короткой осей составляет менее 10, амплитуда складок изменяется от 200 до 700 м. Морфологически выражены только по горизонтам мезозойских отложений. Они обычно приурочены к крыльевым ча-

стям основных антиклиналей Терской и Сунженской зон (Северо-Брагунская, Северо-Малгобекская, Северо-Эльдаровская и др.). К настоящему времени установлена нефтеносность верхнемеловых отложений в пределах отдельных структур-спутников.

– Средне дислоцированные структуры, морфологически выраженные практически по всему разрезу (Ахловская, Заманкульская и др.). Залежи УВ установлены в разрезе от верхнеюрских надсолевых до верхнемеловых включительно. В караган-чокракских отложениях залежи УВ отсутствуют, возможно из-за выходов их местами на дневную поверхность и ослабленности фильтрационных свойств путей вертикальной миграции УВ [22].

– Слабо дислоцированные структуры, представленные преимущественно брахиантиклинальными складками амплитудой от 100 до 600 м. Морфологически выражены в мезозойских отложениях и располагаются в западной и части Терской и Сунженской антиклинальных зон. К ним относятся Арак-Далатарекская, Харбижинская. В пределах структур 3 типа установлены залежи нефти и газа в меловых и верхнеюрских надсолевых отложениях.

– Погребенные структуры в пределах синклинальных зон (Алханчуртская, Петропавловская, Предтерская), восточной части Терской антиклинальной зоны и Черногорской моноклинали. Преимущественно представлены в виде блок-антиклинальных складок небольших линейных размеров с амплитудой до 300 м. К ним относятся Северо-Джалкинская, Ханкальская, Терская, Лесная, Суворовская, Саясановская, Ножай-Юртовская и другие структуры. На ряде площадей (Северо-Джалкинская, Ханкальская, Лесная, Суворовская, Мескетинская) доказана нефтегазоносность верхнего мела структур 4 типа и на одной (Ханкальская) – газоносность нижнего мела.

– Структуры переходного типа от геосинклинальных к платформенным линейно-вытянутой или брахиантиклинальной формы и амплитудой 400-600 м. Они располагаются в Притеречной антиклинальной зоне. К ним относятся Правобежненская, Червленая, Ищерская и др. Нефтегазоносность установлена в меловых, чокракских и сарматских отложениях.

К основным предпосылкам глубинного генезиса нефти и современных процессов формирования УВ скоплений за счет вертикальной миграции флюидов относятся: миграция из глубинных зон нефти под повышенным давлением, что подтверждается тем, что она проникает в тончайшие трещины горных пород; наличием АВПД в пределах залежей УВ многих нефтеносных регионов мира и.т.д.; получение фонтанных притоков нефти из глубокозалегающих горизонтов осадочного чехла и кристаллического фундамента; выраженная неравномерность в размещении скоплений нефти и очаговая концентрация их в зонах развития активных глубинных разломов в пределах краевых, предгорных, межгорных хребтов и платформ и практическое отсутствие в центральных частях горно-складчатых сооружений; наличие оторочек опресненных, конденсационных подошвенных вод в пределах нефтяных залежей, существенно отличающихся от подстилающих высокоминерализованных пластовых вод, формирование которых объясняется фазовой дифференциацией газожидкостных флюидных смесей глубинных очагов.

Рассмотрим более подробно эти факторы. Использование элементов математической статистики позволяет более достоверно обосновать закономерности в размещении УВ-скоплений в пределах нефтегазоносных регионов. В частности, результаты проведенных математических расчетов по Терско-Сунженской нефтегазоносной области свидетельствуют

о ярко выраженной неравномерности распределения запасов УВ на данной территории и наличии определенных очагов наибольшей концентрации УВ-скоплений [3]. Для очаговых (доминантных) скоплений УВ характерно наличие гидрохимических, термобарических и других аномалий. Формирование скоплений нефти и газа в недрах Земли происходит при определенных взаимосвязанных термобарических, гидрогеологических, лито-фациальных и других условиях. Так, значительные колебания пластовых температур и давлений может привести к существенному изменению свойств и состава горных пород и насыщающих их флюидов. Как известно, температура пласта повышается по мере увеличения глубины его залегания. Вместе с тем интенсивность ее увеличения, определяемая геотермическим градиентом, совершенно разная в зависимости от геологического разреза. Величина геотермического градиента изменяется в широких пределах: от долей единиц до 6-7 градусов по Цельсию на 100 м. Наибольшие значения данного параметра соответствуют геологическому разрезу, сложенному соленосными отложениями, наименьшие – глинистой части разреза. Промежуточные значения характерны карбонатным комплексам пород. Согласно классификации осадочных бассейнов по величине геотермического градиента С.П. Максимова и Т.М. Лоджевской [14], они делятся на три группы: с градиентами 1,8-2,4 ^{0}C/100; до 3 ^{0}C/100; и 3-3,6 ^{0}C/100. Крупные скопления УВ обычно приурочены к районам с низкими градиентами. Газоносность на больших глубинах связана с процессами деструкции жидких УВ. Последним в какой-то степени препятствуют аномально высокие пластовые давления (АВПД), способствуя «увеличению нижнего предела существования нефти» [19, 20]. АВПД широко распространены в районах современной активности тектонических движений. Степенью тектонической активности региона обуславливается характер дислоцированности локальных структур, интенсивность их развития. Последняя же представляет собой отношение амплитуды структуры к ее площади. На основе анализа фактических геолого-геофизических и промысловых материалов по нефтяным залежам, приуроченным к высокоамплитудным антиклинальным складкам Терско-Каспийского прогиба, была установлена корреляционная связь между аномальностью пластового давления и интенсивностью складкообразования. Коэффициент корреляции составил 0,81 [4], что согласовывается выводами о том, что «основной причиной АВПД в залежах является активная геодинамика и внедрение флюидов из глубинных источников» [10].

Что касается гидрогеологических условий, то в условиях высоких температур и давлений на больших глубинах пластовая вода играет роль растворителя УВ [17]. Жесткие термобарические условия на больших глубинах существенно влияют и на коллекторские свойства пород (снижается емкость пород). Вместе с тем, как отмечают многие исследователи, в тектонически активных регионах на больших глубинах могут происходить процессы разуплотнения пород, с возникновением микротрещин, что способствует повышению емкостно-фильтрационных свойств пород. Их увеличению могли способствовать также процессы выветривания при перерывах в осадконакоплении в отдельные этапы геологического развития региона.

Проблема возобновляемости ресурсов нефти и газа часто затрагивается в последние годы исследователями в области нефтегазовой геологии. Существуют различные показатели, свидетельствующие о возобновляемости ресурсов УВ. Одним из них является превыше-

ние суммарного объема добытой нефти над утвержденными запасами. Еще в самом начале промышленного освоения месторождения о превышении объема добычи объема ловушки караганского пласта сообщал горный-инженер Баскаков Л.И. Первый подсчет запасов был выполнен в конце XIX века. В последующем запасы нефти миоценовых залежей подсчитывались неоднократно. Известны факты возобновления нефтепроявлений из затрубного пространства на ряде законсервированных в 90-е годы скважин. Такие процессы наблюдались и по другим залежам более глубоких горизонтов. Существует несколько способов определения времени начала формирования залежи нефти и газа – палеогеологический, историко-геолого-геохимический, литологический, гелеаргоновый и др. Однако, все они не фиксируют время завершения формирования залежей УВ, т.е. можно предполагать формирование их на современном этапе, что устанавливается по разным критериям: потенциометрическим способом, по заполненности ловушек, газонасыщенности пластовых вод (для газовых залежей) [10, 22]. Потенциометрический способ, предложенный Еременко Н.А., Михайловым И.М. в 1972 г., предполагает, что «энергетическое равновесие в залежи при неравновесной гидрогеологической обстановке может существовать только при наличии перетоков УВ, а, следовательно, происходящем формировании их скоплений». Заполненность ловушек нефтью УВ: если ловушка полностью заполнена нефтью или газом (полнопластовые), считается, что формирование её продолжается и в настоящее время. Газонасыщенность пластовых вод – была обоснована в 1968 г. Корценштейном В.И. для газовых залежей, при этом предполагается, что газовые залежи в окружении пластовых вод с предельным газонасыщением находятся в состоянии роста на современном этапе. О восполняемости запасов свидетельствуют также некоторые другие критерии – наличие АВПД в залежах, пульсирующий характер работы эксплуатационных скважин, высокий газовый фактор и др. Из вышеизложенного можно сделать вывод о значительном нефтегазоносном потенциале месторождений Терско-Каспийского прогиба.

Дальнейшее изучение современного строения фундамента ТККП является актуальной задачей как в теоретическом плане для познания эндогенных процессов краевых прогибов, так и в практическом аспекте с целью изучения покрывающих его нижних горизонтов триаса и юры (в том числе подсолевой юры), а также для обоснования перспектив нефтегазоносности на больших глубинах.

Литература

1. Геологическое развитие и становление современной структуры Терско-Каспийского передового прогиба / Н.В. Короновский, А.И. Гущин, М.Ю. Никитин и др. // Тектоника орогенных сооружений Кавказа и средней Азии. М.: Наука, 1990. С. 4-35.

2. Геология и перспективы нефтегазоносности Чечни и Ингушетии / И.А. Керимов, З.Г. Борисенко, А.А. Даукаев и др. Грозный: Изд-во АН ЧР, 2010. 298 с.

3. Даукаев А.А. Неравномерность распределения УВ-скоплений и условия их формирования в недрах Земли на примере ТСНГО // Вопросы современной науки и практики. Университет им. В.И. Вернадского. 2009. № 3. С. 145-149.

4. Даукаев А.А. О связи аномально высоких пластовых давлений с характером развития антиклинальных структур Терско-Сунженской нефтегазоносной области // Геология нефти и газа. 2012. № 2. С. 51-52.

5. Даукаев А.А. Проблемы освоения и перспективы нефтегазоносности больших глу-

бин // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. T.V. / Под ред. И.А. Керимова, В.А. Широковой. Грозный: Грозненский рабочий, 2016. С. 75-79.

6. Даукаев А.А. Современное состояние сырьевой базы нефтегазодобывающей отрасли ЧР и главные направления дальнейших ГРР на нефть и газ // Сборник трудов КНИИ РАН. 2007. С. 146-151.

7. Даукаев А.А. Классификация локальных структур в связи с размещением залежей УВ в разрезе мезокайнозоя Восточного Предкавказья // Грозненский естественнонаучный бюллетень. 2016. № 3(3). С. 50-54.

8. Дмитриевский А.Н. Полигенез нефти и газа // Генезис нефти и газа. 2003.

9. Дотдуев С.И. О покровном строении Большого Кавказа // Геотектоника. 1986. С. 94-10.

10. Доценко В.В. Показатели современной вертикальной миграции углеводородов и процесса формирования залежей нефти и газа на юге России // Вестник АН ЧР. 2014. № 3(24). С. 79- 85.

11. Керимов И.А., Даукаев А.А., Гайсумов М.Я. Влияние современной тектонической активности на флюидодинамику недр // Сб. научных трудов КНИИ РАН. Вып.2. М., 2009. С. 276-280.

12. Керимов И.А., Доценко В.В., Даукаев А.А. Смена геотектонических парадигм и эволюция представлений о формировании Терско-Сунженской складчатой области // Вестник АН ЧР. 2014. № 1. С. 85-92.

13. Ломоносов М.В. Слово о рождении металлов от трясения Земли. СПб, 1757.

14. Максимов С.П., Лоджевская Т.М. Состояние изученности условий формирования и закономерностей размещения залежей нефти и газа на больших глубинах // Особенности формирования залежей нефти и газа в глубокозалегающих пластах. М.: Наука, 1980. С. 29-44.

15. Менделеев Д.И. Где строить нефтяные заводы // Приложение к журналу Русского физико-химического общества. СПб., 1881.

16. Минерально-сырьевые ресурсы Чеченской Республики. Монография / Под ред. И.А. Керимова, Е.М. Аксенова. Грозный: АО «Издательско-полиграфический комплекс «Грозненский рабочий», 2015. 512 с.

17. Перспективы нефтегазоносности больших глубин / О.А. Черников, М.В. Макаренко, В.А. Ханин и др. М.: Наука, 1985. 96 с.

18. Петренко П.А., Копылов Н.Т. Особенности строения поверхности юрских отложений Восточного Предкавказья в связи с их нефтегазоносностью // Тр. СевКавНИПИнефть. Вып.57. Грозный, 1992. С. 11-14.

19. Свинцицкий С.Б. Природа зон АВПД в глубокопогруженных отложениях нефтегазоносных бассейнов // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2007. № 4. С. 58-64.

20. Симхаев В.З., Шувалов П.Е. О природе возникновения аномально высоких пластовых давлений в нефтегазовых месторождениях юго-западной Туркмении// Перспективы нефтегазоносности южного Казахстана и Туркмении. М.: ВНИИ-ОЭНГ, 1972. С. 64-70.

21. Станулис В.А. Хлуднев В.Ф. Некоторые проблемные вопросы геологии и нефтегазоносности Терско-Сунженского района // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Недра, 1987. С. 246-254.

22. Справочник по геологии нефти и газа. М.: Недра, 1984.

УДК 550.93, 552.11

ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ K-AR МЕТОДА ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ ПРИ СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ РАСЧЛЕНЕНИИ НОВЕЙШИХ ЛАВОВЫХ ТОЛЩ (НА ПРИМЕРЕ КАЗБЕКСКОГО НЕОВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА, БОЛЬШОЙ КАВКАЗ)

Парфенов А.В., Лебедев В.А.

ИГЕМ РАН, Москва, Россия

Детальное всестороннее изучение долгоживущих магматических систем является довольно непростой и, безусловно, важной задачей. Определение закономерностей развития и изменения характера магматизма в пределах крупных вулканических центров позволяет делать прогнозы возможного возобновления проявлений эндогенной активности в их пределах. В настоящее время ученые имеют широкие возможности для проведения подобных исследований, применяя в своей работе комплексный подход к получению и обработке данных. Исследования вещества проводятся на разных уровнях при помощи современных высокоточных аналитических методов. Они позволяют определять различные петрологические, минералогические и геохимические характеристики пород, находить четкие закономерности и незначительные вариации по содержаниям химических элементов, как в пределах крупных геологических объектов, так и внутри отдельных минеральных зерен размером в доли миллиметра, а также многое другое. В то же время для получения целостной картины развития долгоживущих магматических систем необходимы дополнительные анализы, результаты которых могли бы послужить неким связующим звеном для всех остальных и помочь в определении достоверной последовательности их развития. Речь идет о проведении изотопно-геохронологических исследований, результаты которых создают количественную основу для стратиграфии, геологического картирования, петрологических и геодинамических реконструкций. В настоящее время применяется целый ряд методов изотопного датирования горных пород и минералов. У каждого из них есть как сильные, так и слабые стороны, обусловленные в первую очередь возможностью их применения для решения тех или других геологических вопросов, а также методологическими особенностями и ограничениями.

Для определения возраста (ультра-) молодых магматических образований, возраст которых составляет менее 1.0 млн., K-Ar метод изотопной геохронологии среди других аналогичных ему представляется наиболее подходящим, т.к. позволяет получать достоверные результаты даже для образцов с возрастом в первые десятки тысяч лет. Однако отметим, что разработанная в ИГЕМ РАН высокочувствительная низкофоновая методика K-Ar датирования успешно применяется на протяжении многих лет и является довольно универсальной, позволяя датировать как ультрамолодые образцы (100-50 тыс. лет) так, одновременно, и существенно более древние породы. Точность получаемых данных позволяет детально расшифровывать хронологию извержений в пределах различных вулканических центров, количественно оценивать длительность вулканических процессов, определять периоды актив-

ной жизни вулканов, а также выделять отдельные фазы и стадии их активности, например [3-7]. Подробное описание данной методики, включающее геохимическое обоснование, характеристики применяемой аппаратуры, алгоритм проведения анализа и оценки точности результатов, приведены в статье [10]. В тоже время в работе [11] содержится подробная оценка возможностей других методов применительно к датированию молодых вулканитов (^{14}C, Rb-Sr и др.).

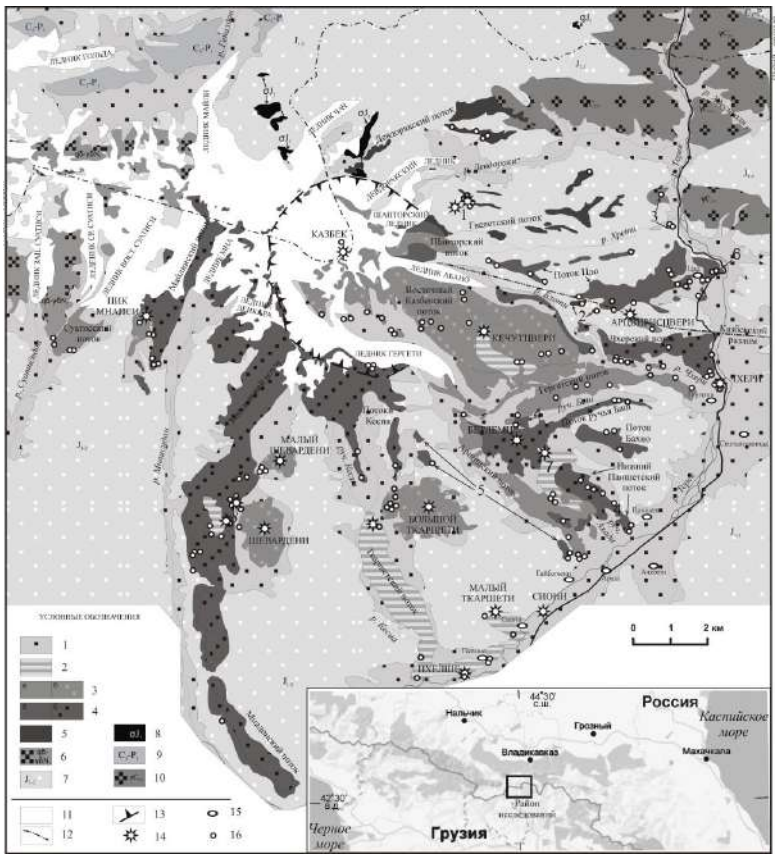


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Казбекского неовулканического центра (Лебедев и др. 2018)

1 – аллювиальные и ледниковые четвертичные отложения, 2–5 – разновозрастные вулканиты Казбекского центра (2 – IV фазы, 3а – ранней стадии III фазы, 3б – поздней стадии III фазы, 4а – ранней стадии II фазы, 4б – поздней стадии II фазы, 5 – I фазы вулканической активности), 6 – плиоценовые гранодиориты и кварцевые диориты Джимарского массива, 7 – вулканогенно-осадочные породы ранней–средней юры (глинистые сланцы, песчаники, известняки, алевролиты, роговики, туфы и лавы андезитов и базальтов), 8 – интрузивные магматические образования ранней юры (силы, дайки, штоки андезибазальтов, базальтов, диабазов, габбро, пикритов, серпентинитов), 9 – вулканогенно-осадочные породы фундамента Скифской плиты, поздний карбон-ранняя пермь (песчаники, туфопесчаники, туфы и лавы андезитов, филлитоподобные сланцы, кварциты, мраморы), 10 – граниты Дарьяльского и Гвелетского массивов (кассарский комплекс, средний-поздний карбон), 11 – ледники и фирновые поля (по состоянию на 2010г.), 12 – современные активные разломы, 13 – уступ кальдеры вулкана Палео-Казбек, 14 – вулканические аппараты (лавовые конуса, экструзивные купола, эксплозивные центры), 15 – населенные пункты, 16 – точки опробования.

Цифрами на карте обозначены: 1 – дайки и некки Девдоракского ущелья (I фаза), 2 – останцы потока Блоти (I фаза), 3 – Гвелетский и 2-ой Гвелетский останцы потока Цдо (ранняя стадия II фазы), 4 – останцы потока Ахади (ранняя стадия II фазы), 5 – останцы Гайботенского потока (ранняя стадия II фазы), 6 – останец Чхерского потока (нижняя часть останца лав под селом Цдо, поздняя стадия II фазы), 7 – Верхний Аршинский поток вулкана Бетлеми (IV фаза); 8 – лавовый поток и некк на западном склоне вулкана Шевардени (IV фаза).

В настоящей работе на примере многолетнего исследования Казбекского неовулканического центра представлены результаты, полученные при помощи K-Ar метода.

Казбекский центр – один из крупнейших ареалов проявления новейшего магматизма на Большом Кавказе. Он расположен в густонаселенной части Земли, менее чем в 40 км к югу от города Владикавказ, занимая территорию около 250 км^2 в верховьях р. Терек. В пределах Казбекского центра, помимо современного стратовулкана Казбек, известно более 10 вулканических аппаратов разного типа, в том числе лавовые конуса Пик Мнаиси, Малый Ткаршети, Бетлеми и Кечутцвери; экструзивные купола Шевардени, Малый Шевардени и Большой Ткаршети; эксплозивные центры Пхелше, Сиони и Чхери; дайки и некки Девдоракского ущелья, а также ряд аппаратов трещинного типа. Детальное описание и реконструкция истории развития вулканизма на данной территории опубликованы в нашей недавней работе [6].

Установлено, что наиболее ранние извержения в пределах вулканического центра происходили в начале неоплейстоцена, около 450 тыс. лет назад. При этом последнее известное извержение на данной территории произошло в историческое время, в середине голоцена [1, 11]. В этом полумиллионном временном интервале нами выделено четыре фазы развития вулканизма: I – 460-365, II – 300-200, III – 130-90, а IV – менее 50 тыс. лет (рис. 1). Вторая и третья фазы, наиболее продуктивные по объему изверженного материала, дополнительно подразделены на две стадии каждая.

Вулканическая активность в I фазу была локализована в северной части Казбекского центра, где произошло излияние трех лавовых потоков: Девдоракского, Гвелетского и Блоти. Все они сильно эродированы к настоящему моменту, причем поток Блоти практически полностью уничтожен и представлен лишь двумя останцами лав размерами менее 500 м в долине одноименной реки. Геоморфологический анализ позволяет предположить, что центр извержения всех этих лав располагался к северу от современной постройки Казбека в районе истоков Девдоракского ледника. Помимо того, на I фазе сформировались два небольших вулканических аппарата в Девдоракском ущелье, которые сохранились к настоящему времени лишь в виде небольших некков дацитов и отходящих от них даек андезитов.

Вторая фаза активности заметно превосходит первую по объему изверженного материала, количеству и протяженности лавовых потоков (до 15 км для отдельных лавовых рек). Активность проявляли два полигенных вулкана – Палео-Казбек и Бетлеми. Палео-Казбек извергался на протяжении всей фазы. На ранней стадии (II^1, 300-270 тыс. лет) произошло излияние Цдосского и Гайботенского потоков, лав Ахади и Бахно, а так же нижнего горизонта Мнадонского потока. На поздней стадии (II^2, 235-200 тыс. лет) были извержены вулканиты Чхерского, Майлинского и Мнадонского (верхняя часть разреза, до 11 горизонтов) потоков, а также лав в верховьях реки Кесиа. Полигенный лавовый вулкан Бетлеми сфор-

мировался на поздней стадии II фазы к ЮВ от Палео-Казбека. Его активность в это время привела к образованию двух потоков лав – Нижнего Паншетского и ручья Баш. Химический состав вулканитов второй фазы довольно разнообразен и в целом закономерно изменяется от базальтовых трахиандезитов в ее начале до андезитов и дацитов на поздней стадии.

Результатом масштабных извержений во II фазу в среднем неоплейстоцене стало опустошение приповерхностных магматических камер под центральным вулканическим аппаратом, что повлекло за собой проседание и разрушение конуса Палео-Казбека с образованием кальдеры диаметром около 5 км. Ее контур хорошо дешифрируется на аэрофотоснимках высокого разрешения, за исключением восточной части, где он был впоследствии перекрыт более молодыми лавами.

После значительного перерыва вулканическая активность возобновилась на III фазе (130-90 тыс. лет). Она в основном отмечена формированием в центре кальдеры конуса полигенного стратовулкана Казбек, извержения которого продолжались вплоть до конца фазы, однако не были столь масштабны, как у его предшественника. Вулканическая деятельность Казбека привела к образованию Восточного Казбекского (III^{1-2}), Аршинского и Гергетского (III^{1}), а так же Шанторского потоков (III^{2}). Одновременно с Казбеком, к западу от него, образовался небольшой лавовый вулкан Пик Мнаиси, в результате извержений которого появился Суатисский андезитовый поток (III^{1}), а впоследствии – небольшой поток дацитов в верховьях реки Мнаиси (III^{2}). Формирование непосредственно конуса этого вулкана происходило на поздней стадии третьей фазы. В этот временной отрезок (III^{2}) так же произошло образование дацитовых экструзий Шевардени, Малый Шевардени, Большой Ткаршети, вулкана Арцивисцвери, эксплозивных центров Пхелше и Сиони.

Следует обратить внимание, что полученные авторами K-Ar датировки в данном случае не позволили точно определить временные рамки конца первой и начала второй стадий активности в рамках III фазы. В тоже время, рассматривая их в совокупности с данными о химическом составе лав и их стратиграфическом положение, были обнаружены четкие основания для такого разделения. В частности, точки, характеризующие на диаграмме TAS составы вулканитов, изверженных на третьей фазе, образуют два обособленных поля, отвечающих андезитам и дацитам. В тоже время во всех изученных разрезах лав, образовавшихся на третьей фазе, дациты залегают непосредственно поверх андезитов, следовательно, они образовались позднее. Таким образом, на ранней стадии третьей фазы изливались андезитовые расплавы, а на поздней стадии – дацитовые.

Магматическая активность на IV фазе (<50 тыс. лет), в отличие от предыдущих фаз, носила выраженный ареальный характер. Извергались исключительно малые вулканические аппараты. По химическому составу лавы в основном отвечают андезитам (конус вулкана Кечутцвери и его поток, Верхний Паншетский поток вулкана Бетлеми, вулкан Малый Ткаршети и эксплозивный центр Чхери). Лавовый поток вулкана Большой Ткаршети представлен андезитами и дацитами, а лавовый поток вулкана Шевардени и некк на его СЗ склоне – дацитами.

Таким образом, основываясь на результатах высокоточного K-Ar датирования вулканитов и при использовании комплексных данных о геохимическом составе пород, а также полевых наблюдений, можно с высокой степенью детальности проводить расшифровку

истории развития новейшего магматизма в пределах конкретных вулканических центров. На примере Казбекского неовулканического центра показана актуальность и перспективность такого подхода.

В заключение хотелось бы напомнить о важности проведения подобных детальных исследований и в особенности организации мероприятий по мониторингу проявлений эндогенной активности и возможной профилактики ее последствий в вулканически опасных районах.

Ряд признаков, рассмотренных нами в многочисленных работах, в том числе в одной из последних [6], позволяет отнести Казбекский центр к категории потенциально активных. Среди наиболее заметных из них на продолжающуюся эндогенную активность в этом регионе указывает катастрофа, произошедшая в 2002 году в Кармадонском ущелье к северу от современного Казбека, когда неожиданный сход ледника Колка привел к гибели людей. Ряд исследователей связывает эту трагедию, в том числе, с тепловым и газодинамическим воздействием на подошву ледника, исходившим от магматического очага под Казбеком, которые привели к его отрыву [2]. В то же время в 2014 году по долине реки Девдораки (левый приток р. Терек) за короткий промежуток времени сошло несколько мощных селей, что вновь привело к гибели людей и перекрытию движения по Военно-Грузинской дороге на несколько месяцев. Также на этом участке были уничтожены газопроводы и повреждена линия ЛЭП. Непосредственно после схода селей в зоне их зарождения отмечались облака характерные для проявления фумарольной активности, ощущался запах серы [9], что довольно четко указывает на проявление современной вулканической активности. Необходимо отметить, что геофизические данные [12], свидетельствующие об отсутствии под Казбекским центром крупных заполненных расплавом магматических камер, не позволяют отнести этот вулкан к категории действующих. В тоже время, положение вулканического центра в зоне пересечения глубинных долгоживущих разломов – Аграхан-Тбилисско-Левантийского и Главного Кавказского взброса [8], и цикличность развития вулканизма в его пределах, говорят о возможности его очередной реактивизации. Очевидно, что в регионе необходим постоянный мониторинг предвестников извержений, так как их возможное возобновление может привести к необратимым катастрофическим последствиям для экосистемы и населения на прилегающих территориях Грузии и России. Одну из главных опасностей в данном случае представляют селевые потоки, которые уже неоднократно приводили к парализации автомобильного движения между Россией и Грузией по Военно-Грузинской дороге на длительные периоды времени. В случае возобновления масштабных извержений, аналогичных по мощности активности Палео-Казбека во II фазу, селевые потоки могут достичь Владикавказа, который, как упоминалось выше, находится в непосредственной близости от Казбекского центра.

Литература

1. Бурчуладзе А.А., Джанелидзе Ч.Г., Тогонидзе Г.И. Применение радиоуглеродного метода для решения некоторых вопросов палеогеографии плейстоцена и голоцена Грузии // Актуальные вопросы современной геохронологии. М.: Наука, 1976. С. 238-243.

2. Котляков В. М., Ротаева О.В. // Природа. 2003. №8. С. 15-23.

3. Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Чернышев И.В., и др. Геохронология и петрогенезис молодых (плиоценовых) гранитоидов Большого Кавказа: Джимарский полифазный массив, Казбекская неовулканическая область // Геохимия. 2009. № 6. С. 582-602.

4. Лебедев В.А., Вашакидзе Г.Т. Четвертичные вулканы Большого Кавказа и их каталогизация на основе геохронологических, вулканологических и изотопно-геохимических данных // Вулканология и сейсмология. 2014. № 2. С. 29-45.

5. Лебедев В.А., Вашакидзе Г.Т., Арутюнян Е.В., и др. Геохронология и особенности эволюции четвертичного вулканизма Кельского нагорья (Большой Кавказ) // Геохимия. 2011. Т. 49, № 11. С. 1189-1215.

6. Лебедев В.А., Парфенов А.В., Вашакидзе Г.Т., и др. Хронология магматической активности и петролого-минералогические характеристики четвертичного вулкана Казбек, Большой Кавказ // Петрология. 2018а. Т. 26, № 1. С. 3-33.

7. Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В., и др. Геохронология извержений и источники вещества материнских магм вулкана Эльбрус (Большой Кавказ): результаты K-Ar и Sr-Nd-Pb изотопных исследований // Геохимия. 2010. № 1. С. 45-73.

8. Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 280 с.

9. Черноморец С.С. Новый «Казбекский завал» 17 мая 2014 года. Отчет о полевом обследовании 18-20 мая 2014 г. // МГУ, http://www.geogr.msu.ru/upload/news/Chernomorets_Devdorak_2014.pdf

10. Чернышев И.В., Лебедев В.А., Аркелянц М.М. K-Ar датирование четвертичных вулканитов: методология и интерпретация результатов // Петрология. 2006. Т. 14, №1. С. 69-89.

11. Чернышев И.В., Лебедев В.А., Бубнов С.Н. и др. Изотопная геохронология извержений четвертичных вулканов Большого Кавказа // Геохимия. 2002. № 11. С. 1151-1116.

12. Шемпелев А.Г. Глубинное строение Казбекского мегаблока Большого Кавказа // Материалы совещания «Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики». М., 2008. Т. 2. С. 463-468.

УДК 553.982.2

СИСТЕМА ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ДЛЯ РАСЧЕТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СВОЙСТВ АЛЬБ-АПТСКИХ ПОРОД ВОСТОЧНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Эзирбаев Т.Б.

ГГНТУ им. Акад. М.Д. Миллионщикова, Грозный, Россия

КНИИ им Х.И. Ибрагимова РАН, Грозный, Россия

Аннотация. В настоящей работе дается описание геологических особенностей нижнемеловых пород Терско-Сунженской нефтегазоносной области и приводится рациональный комплекс петрофизических моделей для качественной и количественной интерпретации данных ГИС зарегистрированных напротив изучаемых отложений. При разработке и адаптации петрофизических моделей интерпретации данных ГИС для изучаемых пород был выполнен комплексный анализ теоретических и экспериментальных петрофизических исследований, проведенных разными учеными России и других стран, и проведены специальные исследования по обоснованию принятых моделей.

Содержание алевритовой фракции и трещиноватость уплотненных терригенных пород являются одной из особенностей альб-аптских пород нижнемеловых отложений Терско-Сунженской нефтегазоносной области, существенно влияющие на коллекторские свойства данных пород.

Песчаные и песчано-алевритовые породы служат коллекторами и содержат извлекаемые и остаточные нефть и газ, а также подвижную и связанную воду. Значительно меняется нефтенасыщение массива пород, как по глубине, так и по площади залегания и контролируется структурным строением и петрофизическими характеристиками пород.

Система петрофизических моделей, в которой учитываются приведенные выше особенности терригенных отложений, крайне необходима для определения физических свойств таких пород по данным ГИС.

При выполнении исследований для определения физических свойств вышеуказанных пород по данным ГИС в качестве базы была использована система петрофизических моделей, разработанная В.С. Афанасьевым, и С.В. Афанасьевым, теоретическое описание которой приведено в патенте авторов [1]. К настоящему времени эта система моделей была успешно адаптирована ко многим геологическим разрезам палеозоя, мезозоя и кайнозоя Западной Сибири (мезозой), Тимано-Печорской провинции (палеозой), Западного Кавказа (кайнозой), Египта (мезозой и кайнозой) и в других геологических районах.

Сама система петрофизических моделей основана на трехкомпонентной модели песчано-алеврито-глинистой породы, которая представлена на рисунке 1. Данная модель придерживается условия, что терригенная порода состоит из скелета породы и порового пространства. Скелет состоит из пород песчаной, алевритовой и глинистой фракций, с карбонатным цементом, обломками первичных пород и различными прочими минералами.

В трехкомпонентной модели в отличие от двухкомпонентной, применявшейся ранее, учитывается влияние алевритовой фракции на физические свойства породы наряду с гли-

нистым компонентом. В данной модели также учитывается изменение физических свойств скелета породы как функции соотношения его фракционного состава, изменения заряда слагающих фракции частиц, минерализации пластовой воды, нефтегазонасыщенности и отражения этих изменений в адсорбционных процессах и физических свойствах, которые определяются по данным ГИС [2, 4].

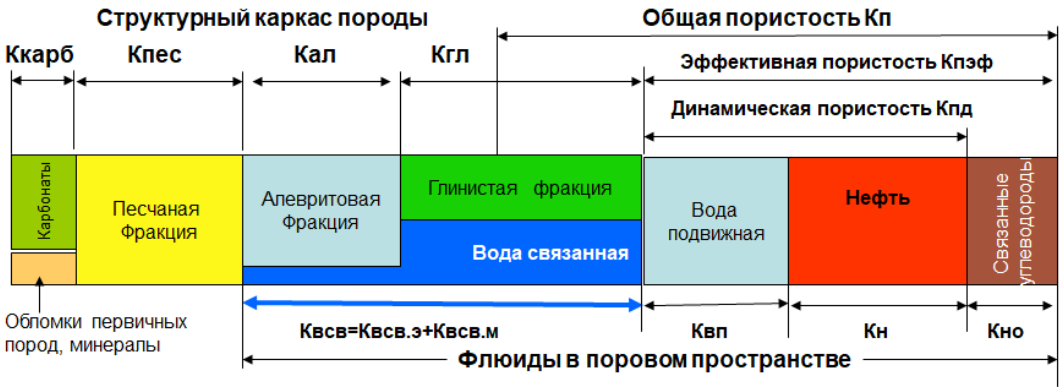


Рис. 1. Объемная трехкомпонентная модель терригенной породы

Для трехкомпонентной модели терригенной породы обоснована система петрофизических уравнений, описывающая физические свойства пород и показания методов ГИС как функцию петрофизических характеристик пород и их флюидального насыщения с учетом термобарических условий залегания пород в разрезе.

Для расчета геологических свойств пород в альб-аптских отложениях применяется набор физических свойств породы в каждой точке около скважинного пространства по всей глубине скважины, которые определяются по данным предварительной обработки комплекса кривых ГИС, зарегистрированных в скважинах. К ним относятся следующие параметры:

- УЭС не затронутой проникновением части пласта – ρ_i , омм;
- показания микрозондов $\rho_{ГМЗ}$, $\rho_{ПМЗ}$, омм;
- аномалия естественного электрического потенциала на кривой ПС – $\Delta U_{ПС}$, мв;
- показания на кривой естественной гамма-активности ГК – $J_{ГК}$, мкр/ч;
- водородосодержание по данным НГК – $\omega_{НК}$, V/V (д.е);
- интервальное время пробега продольной волны по АК – Δt, мкс/м.

Указанная схема была разработана и применена авторами методики ТАВС, которая реализована в программном обеспечении системы Gintel [3] и рассматривается ими как адаптация набора принятых петрофизических связей к изучаемым породам на основе использования методов математического моделирования. В ходе адаптации решаются две задачи: 1) обосновывается применимость полученных петрофизических моделей для изучения свойств исследуемых пород и 2) устанавливаются значения эмпирических коэффициентов, входящих в формулы и настраивающих их для использования при определении свойств в разрезе.

В данной работе приводится пример обоснования петрофизических моделей, кото-

рые применяются для подсчета пористости – показания водородосодержания по данным НГК – $\omega_{НК}$, V/V (д.е) и интервальное время пробега продольной волны по АК – Δt, мкс/м.

Для комплексной интерпретации данных перечисленных физических свойств пород разработана методика и применяются петрофизические модели, обоснование которых было выполнено автором и описано ниже.

В новых петрофизических моделях для конкретных физических свойств горных пород (интервального времени пробега продольной акустической волны по АК, водородосодержания среды по нейтронному каротажу (НГК, НКТ, ННК)), которые по форме практически совпадают с известными моделями для чистой (электрически нейтральной, или иначе, «не глинистой») породы, введен учет изменения интегральных свойств структурного каркаса породы в форме оценки значения параметра скелета породы для каждой точки среды. Такая коррекция исключает необходимость введения в петрофизические модели, как это делается в известных формулах для «глинистых песчаников», дополнительных компонентов, связанных с величиной глинистости пласта и характером размещения глинистого структурного компонента в объеме породы, что в значительной степени повышает устойчивость алгоритма определения петрофизических свойств породы по комплексу кривых ГИС.

В разработанной методике для оценки свойств пород используются кривая водородосодержания, определяемая по данным НГК, и кривая АК.

Для интерпретации кривых этих методов применяются петрофизические модели водородосодержания и АК, разработанные В.С. Афанасьевым и С.В. Афанасьевым [1, 4]. Автором статьи выполнены исследования по обоснованию применимости этих моделей в условиях альб-аптских отложений Терско-Сунженской нефтегазоносной области[5].

Петрофизические модели водородосодержания $\omega_{НК}$, V/V и Δt, мкс/м записываются формулами:

$$\omega_{НК} = K_n \omega_{ж} + \omega_{ска} \cdot \theta + \omega_{лит} \tag{1}$$

$$\frac{1}{\Delta t_n} = \frac{K_n}{\Delta t_{ж}} + \frac{(1-K_n)^{\angle}}{170 + \Delta t_{ска} \cdot \theta} \tag{2}$$

K_n – полная пористость породы (объем всех пор, сформированных структурным каркасом породы);

$\Delta t_{ж}, \omega_{ж}$ – интегральные физические характеристики порового пространства породы: интервальное время пробега акустической волны в жидкости, насыщающей поровое пространство, определенное для минерализации электролита, насыщающего поровое пространство; водородосодержание флюида внутри порового пространства породы, $\omega_{ж} = 1$;

ω_x – водородосодержание, определяемое химически связанной водой в минералах, слагающих структурный каркас породы. При эталонировке прибора нейтронного каротажа по литологии известняк эта величина также содержит литологическую поправку;

$\Delta t_{ска}, \omega_{ска}$ – максимальная величина интервального времени пробега акустической волны в скелете породы и водородосодержание скелета породы в условиях ее естественного

залегания как функция глубины h при предположении протекания в изучаемом объеме породы предельных адсорбционных процессов (соответствуют глине);

θ – коэффициент адсорбционных явлений, изменяющийся в диапазоне от 0 до 1, имеющий величину θ=0 – для электрически нейтральной породы, в которой протекают ничтожно малые адсорбционные процессы, и θ=1 – для пород, сложенных глинами, в которых протекают предельные адсорбционные явления. В реальных породах коэффициент θ<0,8.

Коэффициент адсорбционных явлений θ является функцией пористости Кп и водонасыщенности Кв породы, а также интегрального электрического заряда поровых каналов, выраженного величиной ионной емкости породы Qп (моль/л) и минерализации пластовой воды Св (моль/л), насыщающей породу:

$$\theta = \frac{Q_c}{1+Q_c} \cdot \frac{K_{nc}}{1+K_{nc}}, \qquad (3)$$

где $Q_c = \frac{Q_n}{C_в K_в}$ и $K_{nc} = \frac{K_n}{K_{n0}}$

Величина K_{n0} соответствует минимальной пористости, до которой может быть уплотнена порода на глубине ее залегания, определяемая зависимостью $K_{n0} = f(h)$ для изучаемого разреза. Для терригенных отложений альб-апта она была принята равной 3 %.

На рисунке 2 приведены примеры сопоставления данных пористости и водородосодержания, полученных в лабораторных условиях на кернах, см. рис. 2а, и интервального времени пробега акустической волны, см. рис. 2б, определенных по соответствующим кривым акустического каротажа, зарегистрированным в этих скважинах.

На графике рисунка 2а нанесены теоретические кривые $\omega_{НК} = f(K_n)$, а на график рис. 2б $\Delta t = f(K_n)$ – рассчитанные по моделям (2) и (3), соответственно, для фиксированных величин емкости катионного обмена скелета породы $Q_{ск}$ = 0, 0.01, 0.1, 0.3 и 1 моль/г.

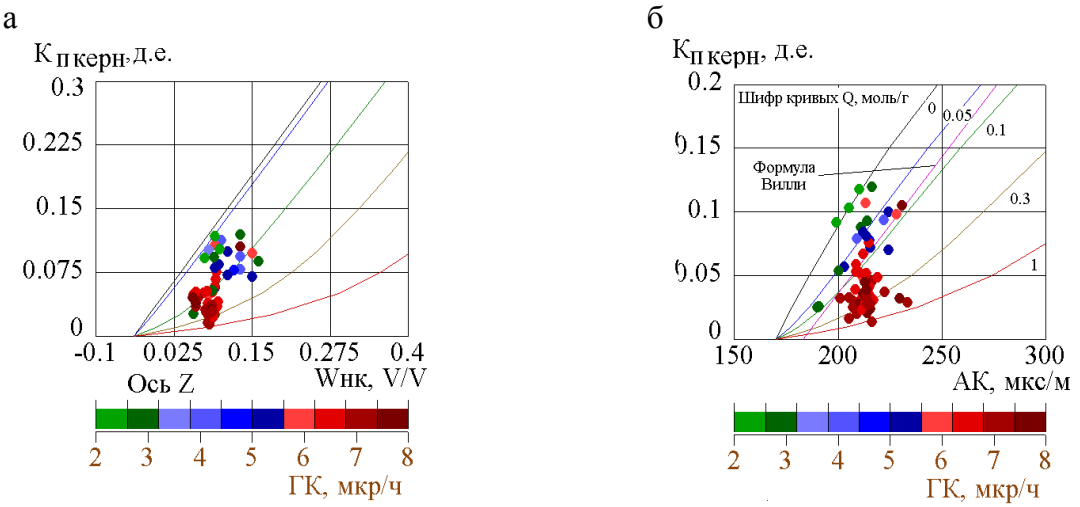


Рис. 2. Сопоставление значений пористости и водородосодержания определенных по керну (а) и значений интервального времени пробега определенных по АК (б)

Анализ положения точек на графиках показывает, что с ростом глинистости пород и, следовательно, емкости катионного обмена, точки смещаются вправо, что соответствует положению теоретических линий. Графики также показывают, что максимальное смещение точек соответствует глинам гидрослюдистого состава (0.3 моль/г). Это служит доказательством достоверности моделей каротажей пористости и их применимости при интерпретации данных ГИС в изучаемом разрезе [6, 7].

Теоретические кривые, нанесенные на графики, рассчитаны по моделям (2) и (3).

Литература

1. Афанасьев В.С., Афанасьев С.В., Афанасьев А.В. Способ определения геологических свойств терригенной породы в около скважинном пространстве по данным геофизических исследований разрезов скважин // Патент РФ № 2219337, 2003 г.

2. Афанасьев В.С., Шнурман Г.А., Терентьев В.Ю. Методика оценки пористости и компонентного состава песчано-алеврито-глинистых пород по промыслово-геофизическим данным // Нефтепромысловая геофизика. Тр. БашНИПИнефть. Вып. 5. Уфа, 1975. С. 88-94.

3. Афанасьев В.С., Афанасьев С.В. Методика автоматизированного восстановления свойств пород в терригенном разрезе по данным ГИС в системе Gintel (Методика ТАВС). М.: ООО «Геоинформационные технологии и системы», 2008.

4. Афанасьев С.В. Технология комплексной переинтерпретации данных геофизических исследований скважин при создании трехмерной геологической модели длительно разрабатываемой залежи // Нефтяное хозяйство. 2005. № 2. С. 12-17.

5. Афанасьев В.С., Александров Б.Л., Хасанов М.А., Эзирбаев Т.Б. Анализ петрофизических характеристик нижнемеловых отложений ТСНО по данным исследований керна // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Материалы II Всероссийской научно-технической конференции. Грозный, 2012. С. 420-424.

6. Афанасьев С.В., Хасанов М.А., Эзирбаев Т.Б. Обоснование модели электропроводности для аптских отложений Терско-Сунженской нефтегазоносной области // Автоматизация, телемеханизация и связь в нефтяной промышленности. 2011. № 8. С. 41-43.

7. Хасанов М.А., Эзирбаев Т.Б. Петрофизические характеристики терригенных нижнемеловых продуктивных коллекторов Терско-Сунженской нефтегазоносной области как основа интерпретации данных ГИС // Каротажник. 2009. № 8 (185). С. 3-9.

СЕЙСМИЧЕСКАЯ ОПАСНОСТЬ И РИСК. ПАЛЕОСЕЙСМО-ДИСЛОКАЦИИ

УДК 624.131.1:550.34

РОЛЬ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ТЕРРИТОРИИ СЕЙСМОАКТИВНЫХ РЕГИОНОВ ТУРКМЕНИСТАНА В ОЦЕНКЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ И РИСКА

Агаева Л.А.

НИИ СС МСиА, Ашхабад, Туркменистан

Угроза землетрясения в Туркменистане обусловлена особенностями геолого-тектонической обстановки, в связи с чем значительная часть территории страны является зоной высокой сейсмической активности.

Влияние геолого-гидрогеологических условий в целом и геологии конкретных площадок на эффект и последствия землетрясения отмечено специалистами очень давно. И здесь в проблеме оценки сейсмической опасности стоит задача уточнения величины сотрясаемости за счет влияния грунтово-гидрогеологических, геоморфологических, тектонических особенностей местности. Поскольку на большей части Туркменистана основания возводимых зданий и сооружений представлены песчано-супесчано-суглинисто-глинистыми грунтами четвертичного комплекса, то следует рассматривать их сейсмические свойства и их потенциальную реакцию на динамические воздействия [7].

Макросейсмические обследования характера проявления и анализ последствий сильных и разрушительных землетрясений дают большой фактический материал, неопровержимо доказывающий роль влияния инженерно-геологических условий и факторов на интенсивность сейсмических колебаний грунтов. Так, анализ последствий сильных землетрясений показывает, что на сравнительно небольшой площади одно и то же землетрясение может проявиться с различной силой [3]. Это объясняется тем, что в пределах крупной зоны с одинаковой балльностью инженерно-геологические и гидрогеологические характеристики грунтов отдельных участков и площадок весьма различны, и они по-разному влияют на проявление сейсмической интенсивности.

Переходя к анализу влияния инженерно-геологических факторов на интенсивность сейсмических колебаний на поверхности для территории Туркменистана можно выделить следующие, являющиеся главными:

1) геолого-тектонические условия района,
2) особенности литологического строения поверхностной зоны,
3) гидрогеологическая обстановка исследуемого района,
4) характер рельефа местности,
5) степень развития физико-геологических процессов и явлений,
6) состав и свойства грунтов.

Известно, что проявление сейсмических процессов является функцией тектонической деятельности, происходящей на больших глубинах в недрах земли. Как правило, землетрясения приурочены к зонам сопряжения разнородных структур или областям активизации тектонических движений в неоген-четвертичное время. Вопросам связей между тектоникой и сейсмичностью посвящены работы многих исследователей, установивших наличие определенного, закономерного влияния тектонического строения и развития отдельных зон на

их сейсмический режим [3, 4, 6]. Влияние этих факторов может быть рассмотрено с точки зрения:

1. Положение очаговой зоны по отношению к районируемой территории (удаленность, глубина, экспозиция.)

2. Направление простирания крупных геологических структур и зон тектонических нарушений.

3. Количественные расчеты приращений сейсмической балльности, проводимые по инструментальным данным, базируются на изменениях амплитудного уровня, спектрального состава и длительности процесса колебаний, вызываемых сейсмической волной.

Существенное значение имеет изучение особенностей литологического строения поверхностной зоны, так как мощность этой зоны, оказывающей большое влияние на изменение интенсивности сейсмических колебаний, очень непостоянна и зависит от общих геологических и инженерно-геологических условий района.

Среди основных показателей грунтов, играющих существенную роль в интенсивности проявления землетрясения, необходимо назвать степень и характер их увлажнения. Ведь основой экономического потенциала Туркменистана сегодня является орошаемое земледелие. Да и предприятия нефтегазового комплекса имеют «мокрую» технологию. В целом это создает реальные предпосылки для перехода благоприятных в сейсмическом отношении грунтовых условий в неблагоприятные для освоения и строительства [3].

В гравийно-галечниковых грунтах и особенно в скальных породах влияние водонасыщения на эффект землетрясения весьма слабое и им практически можно пренебрегать. Что касается песчано-глинистых грунтов, то изменение их влажностного состояния резко отражается на прочностных свойствах, деформируемости, несущей способности. Грунты при водонасыщении становятся податливыми, легкодеформируемыми, динамически неустойчивыми, легко переходящими в состояние разжижения. Обследование территорий, подвергшихся сильным землетрясениям, подтверждает, что разжижение грунтов в период сейсмического события, деформация оснований сооружений и связанные с этим разрушения наблюдались повсеместно. В качестве примеров можно привести: г. Верный (ныне Алматы), 1987, 1911 годы; г. Андижан, 1902 год; г. Ашхабад, 1948 год; п. Газли, 1976, 1984 годы; г. Спитак, 1988 год и др. в бывшем СССР и за рубежом (Акгаев, Ватолин, Файнберг, Эсенов, 1984; Расулов, 1977; Эсенов, Файнберг, 1995 др.). В Ашхабаде в 1948 году при землетрясении появилась даже целая серия грязевых «вулканов» в 4-4.5км северо-северо-западнее города [6].

Если скальные и гравийно-галечниковые грунты при любой степени водонасыщения относятся строительными нормами к I категории по сейсмическим свойствам, то песчано-глинистые грунты, относящиеся ко II категории в сухом и маловлажном состоянии, при водонасыщении переходят в III категорию (СНТ 2.01.08.99*, табл.1) [5].

Очевидно, при инженерно-хозяйственной деятельности увлажнение грунтов происходит как сверху за счет орошения, проливов, утечек из коммуникаций, так и снизу за счет подъема УГВ или образования «верховодок» на слабопроницаемых раздельных слоях. Увлажнение и водонасыщение сверху имеет, как правило, периодичный характер. Подъем же УГВ и образование «верховодок» – процессы достаточно стабильные и однонаправленные. Об этом свидетельствуют как региональные комплексные инженерно-гидрогеологические съемки, наблюдения за режимом грунтовых вод, так и инженерно-геологические и гидрогеологические изыскания в целях проектирования и строительства, специальные исследования по СМР. К сожалению, в подавляющем большинстве работ

даже не упоминается о «верховодках», а картируется лишь основной водоносный комплекс и уровни воды в нем.

Примером же существования фактически самостоятельных водосодержащих толщ может служить Гяверская равнина, где уровни основного горизонта грунтовых вод и сегодня глубже 20 м, а мелиоративную и соответственно сейсмическую обстановку определяет горизонт почвенно-грунтовых вод, «зависающих» в верхней части разреза. Вторым примером могут служить северные склоны Кешининбаирской возвышенности в зоне городской застройки Ашхабада. Комплекс отложений Кешинибаира считается безводным, а уровень сформировавшейся «верховодки» фиксируется, например, на улицах Керкинская и Бакинская между улицами Ташаузская и Кавалерийская на глубине 6-7,5 м. Вышележащая суглинистая толща увлажнена капиллярно и грунты с глубины 3,0-3,5 м имеют уже полутвердую и тугопластичную консистенции, а над УГВ они находятся в пластичном состоянии. Последним можно объяснить деформации возведенных на территории строений [6].

Считается, что влияние УГВ сказывается на сейсмическом эффекте в песчано-глинистых толщах с глубин 10-12 м. Для определения приращения балльности в зависимости от степени водонасыщения грунтов используется полученная С.В.Медведевым (1962) эмпирическая зависимость, либо формула Шемшурина В.А. (1973), учитывающая мощность водосодержащей толщи. Приращение сейсмической интенсивности превышает 0,5 балла при глубине до УГВ 4-5 м; при глубине до уровня 1-2 м оно может достигать 1 балла и более. С приближением УГВ к поверхности земли и увеличением мощности водонасыщенной толщи интенсивность сейсмических колебаний возрастает в рыхлых отложениях по гиперболическому закону. Сейсмическая устойчивость водонасыщенных оснований снижается, возрастает соответственно сейсмическая опасность, увеличивается расчетный балл.

Одним из основных факторов при оценке инженерно-геологических условий района и в связи с ними проявлений сейсмического эффекта землетрясений на поверхности земли являются грунтовые воды. Влияние водонасыщенности грунтовой толщи на сейсмический эффект описано в работах С.В. Медведева (1962), В.В. Попова (1960), Н.И. Кригера и других ученых. Мощность «сухой толщи» (условно) для лессовых пород, уменьшение которой приводит к увеличению приращения балльности, оценивается различными авторами в 5-6 м и более. Для галечниковых грунтов влияние водонасыщенности на сейсмический эффект оценивается по-разному. При СМР территории г. Ташкента В.М. Мирзаевым, В.И. Уломовым и др. (1969) для галечниковых грунтов низких террас на примере р. Чирчик установлено, что обводнение хорошо уплотненного галечника не влияет на сейсмический эффект.

Таким образом, анализ имеющихся сведений показывает возможность влияния гидрогеологических условий на интенсивность сейсмических колебаний: чем ближе УГВ, тем опаснее в сейсмическом отношении грунтовые условия. В первую очередь это относится для комплексов пород, обладающих незначительной плотностью и большой просадочностью. Любые изменения гидрогеологических условий могут отразиться на величине интенсивности сейсмических колебаний данного участка [2].

Территория столицы Туркменистана размещается в пределах Ашхабадской сейсмоактивной зоны и занимает северные области складчатых структур Центрального Копетдага и значительную часть предгорного прогиба. В тектоническом отношении площадь находится внутри Ашхабадской депрессии. В геологическом строении Центрального Копетдага участвуют мезокайнозойские отложения, наиболее древними из которых являются карбо-

натные и сульфатные породы верхней юры, выходящие на поверхность. В Центральном Копетдаге выделяется зона внутренних складок и зона глубинного разлома. С северо-востока к горному сооружению примыкает его предгорный прогиб, где Ашхабадская депрессия является наиболее погруженной частью. В Центральном Копетдаге выделяются Передовая и Гяурская антиклинали, третичные предгорья, северные предгорья Гяурского Копетдага. Передовая антиклинальная цепь, или так называемые надразломные складки, состоящие из крупных антиклинальных структур, образуют в рельефе цепь передовых хребтов: Гингол, Маркоу, Хиндивар, Хальват и др. Антиклинали асимметричны, имеют крутые (до 80°) юго-западные крылья и пологие – северо-восточные. Передовые антиклинальные складки осложнены разрывными нарушениями и пликативными дислокациями. Здесь развит эрозионно-тектонический тип рельефа, обусловленный эрозией складчатых структур.

Копетдагские структуры (глубинные разломы) являются продуктом альпийской фазы складчатости, а свидетельством геотектонической активности являются землетрясения. За последние 100 лет здесь произошло множество сильных землетрясений: Ширвано-Кучанские 1871, 1872 гг., Кучанские 1888, 1893, 1895 гг., Боджнурдские 1879, 1924 гг. (на сопредельной территории Ирана), Гермабские 1929, 1947, 1948 гг., Ашхабадские 1948, 1968 и др. гг., не говоря о более слабых.

О непосредственном влиянии тектонических разрывов на сейсмическую опасность указано во многих научных трудах и нормативных документах. При этом указывается на важность определения сейсмотектонического потенциала и степени сотрясения каждого разрыва для оценки опасности зоны. Обычно тектонические нарушения бывают в виде глубинных разломов, разрывов и трещин. Если глубинные разломы на современном этапе активные, то они могут быть сейсмогенерирующими структурами (зонами), которые обычно изучаются при обзорном и детальном сейсмическом районировании. Сейсмотектонические разрывы обладают аномальными по отношению к смежным массивам горных пород сейсмическими и инженерно-геологическими свойствами [1]. В их зоне могут происходить мгновенные, интенсивные тектонические движения, возникать сейсмодислокации в зависимости от степени и типа сейсмотектонических движений, активизироваться сейсмотектонические явления, опасные для сооружений.

Подземные толчки неодинаково проявляются даже в пределах ограниченной территории. Накопленными за длительный период времени фактическими данными, материалами исторических сводок и непосредственными наблюдениями установлено, что очаги сильных землетрясений приурочены к областям активных геотектонических движений, а проявление интенсивности сейсмических колебаний подчиняется определенным закономерностям, зависящим от различия местных геологических, тектонических, грунтовых, гидрогеологических, а также геоморфологических условий сейсмических регионов.

Так, влияние рельефа на сейсмическую интенсивность можно показать на примере землетрясения силою около 6 баллов, которое произошло в горном районе хр. Гауданского, недалеко от г. Ашхабада, 12 июля 1961 г. С обеих сторон хр. Гауданского почти на одинаковом расстоянии от него находятся два селения Маныш и Куру-Гаудан, причем первое расположено на высокогорном плато, а второе – ниже его в долине между горами. При сравнении сотрясений оказалось, что в селении Маныш сила землетрясения ощущалась равной 4-5 баллов, а в Куру-Гаудане – порядка 3-4 балла. Такая же интенсивность была отмечена и

в пос. Калининском, который находится на одном уровне с Куру-Гауданом и отстоит от него на 2-3 км. Таким образом, из-за разности высотного положения различие в силе сотрясений в этих трех пунктах составляет примерно 1-2 балла [6].

Такая же закономерность наблюдалась при 8-балльном Касумкентском землетрясении, которое произошло 20 апреля 1966 г. в горном районе, вблизи западного побережья Каспийского моря. По макросейсмическим данным И.В.Ананьина, обследовавшего это землетрясение, было установлено, что два населенных пункта, расположенных в различных условиях рельефа, получили разную степень повреждений. Один пункт расположен на ровной вершине горы, а другой – у ее основания. Первый населенный пункт во время землетрясения претерпел значительные повреждения домов, в то время как во втором повреждения были меньшими. Разница в силе сотрясений по макросейсмическим данным оказалась равной около 1-2 балла.

Можно также выявить зависимость устойчивости склонов от характера слагающих его образований. В результате воздействия землетрясения возможно возникновение смещений грунта на склонах, имеющих значительный запас устойчивости. Объясняется это тем, что сейсмические колебания, воздействуя на объемы раздробленных пород, приводят к увеличению обычно действующих в статическом состоянии сдвигающих сил и ослабляют сцепление (зацепление) отдельных обломков. Затем наступает момент, когда сдвигающие усилия превышают силы сопротивления сдвигу и происходит склоновое смещение пород. Необходимо отметить, что самыми устойчивыми к воздействию сейсмических колебаний являются склоны, сложенные крупноглыбовым материалом (Авдеев, Зеленков, 1983).

Кроме горных пород слагающих рельеф местности, можно выделить и такие особенности, как его форма и высота, которые, в свою очередь, также влияют на интенсивность сейсмических колебаний. Независимо от форм рельефа различные ярусы (этажи) его колеблются по-разному и с возрастанием уровня наблюдений интенсивность сейсмических колебаний заметно увеличивается.

Форма рельефа оказывает существенное влияние на изменение интенсивности сейсмических колебаний. Так, на горных сооружениях типа возвышенность интенсивность колебаний в общем выше, чем на террасах горных районов и ущелий. Инструментальные исследования динамического поведения горного сооружения при подземных толчках свидетельствуют о том, что интенсивность сейсмических колебаний возрастает от основания к вершине этого сооружения [3, 4].

Тем не менее, из-за невозможности прогноза землетрясений во времени, оползни всегда заключают потенциальную возможность значительного ускорения и увеличения оползневых процессов, ведущих к значительным остаточным сейсмогравитационным деформациям. В силу этого, при оценке сейсмических условий склонов, характеризующихся наличием оползней, рекомендуется увеличивать сейсмичность на 1 балл, или исключать их из застройки. Однако это предложение может быть принято только после изучения инженерно-геологических условий склонов и истории их формирования. Очевидно, что не все оползни на протяжении большого промежутка времени, в геологическом понятии, являются активными.

Для установления закономерностей влияния различных форм, типов, элементов рельефа в совокупности с геолого-литологической обстановкой на интенсивность сейсмических колебаний слагающих их грунтов и получения количественных показателей этого влияния необходима целенаправленная постановка всесторонних, комплексных исследований в различных районах Туркменистана.

Литература

1. Агаева Л.А. Сеймогенерирующие зоны и оценка сейсмической опасности моста через р. Амударья между г. Атамурат и г. Керкичи // Сборник трудов IV Кавказской международной школы-семинара молодых ученых «Сейсмическая опасность и управление сейсмическим риском на Кавказе». Владикавказ, 2011. С. 63-68.

2. Агаева Л.А., Байрамова И.А. Актуальность изучения влияния грунтовых и гидрогеологических условий на сейсмический эффект // Тезисы Международной научной конференции «Актуальные вопросы сейсмологии и сейсмостойкого строительства в эпоху могущества и счастья». Ашхабад: Ылым, 2013. 73 с.

3. Джурик В.И., Севостьянов В.В., Эсенов Э.М. и др. Оценка влияния грунтовых условий на сейсмическую опасность. // Методическое руководство по СМР. М.: Недра, 1988. 224 с.

4. Медведев С.В. Инженерная сейсмология. М.: ГСИ, 1962.

5. СНТ 2.01.08-99*. Строительные нормы Туркменистана. Строительство в сейсмических районах. // Издание МС Туркменистана. Ашхабад, 2008. 41 с.

6. Эсенов Э.М. Сейсмическое микрорайонирование и прогноз сейсмических воздействий в Туркменистана. // Автореф. дисс. ... докт. наук Ашхабад, 1994. 50 с.

7. Агаева Л.А. Major factors, defining seismic hazard of Turkmenistan. Complexity in earthquake dynamics: from nonlinearity to earthquake prediction and seismic stability. Proceeding of International Workshop. Tashkent. 25.01-26.01.2012. – P. 84-89.

УДК 624.131:550.34

ЗНАЧЕНИЕ СЕЙСМОГЕННЫХ ЗОН ДЛЯ ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ТУРКМЕНИСТАНА

Агаева Л.А.[1], Ходжаев А.[2]

[1]НИИ СС МСиА, Ашхабад, Туркменистан

[2]ИСиФА АНТ, Ашхабад, Туркменистан

Туркменистан, около 50% территории которого подвержено воздействию землетрясений силой от 7 до 9 баллов и более, расположен в одном из наиболее сейсмоактивных регионов мобильного Альпийско-Гималайского пояса Земли. Землетрясения сильные и умеренные, возникавшие в историческое время и в настоящий период с магнитудой M=6-8, являются результатом продолжающейся эволюции земной коры Туркменистана. Средняя частота возникновения наиболее сильного землетрясения с M=8,0 на территории региона составляет 100-120лет, сильного с M=7,0 – 20-30 лет. Ежегодно сейсмическая служба Туркменистана регистрирует более 3000 землетрясений ощутимой и не ощутимой населением интенсивности.

На территории Туркменистана имеются сейсмогенные зоны различных категорий, в некоторых из них возникают землетрясения с небольшой магнитудой (M=5-5,5) и малой глубиной очага (в среднем до 6-8 км) [2]. Но даже в этих зонах сейсмический эффект может достигать 8-9 баллов, разрушая населенные пункты в пределах самих зон. В то же время, в незначительно удаленных от них селениях, могут произойти слабые разрушения зданий вследствие большого затухания интенсивности на коротких расстояниях [5, 6]. Приводимые ниже примеры подтверждают данное утверждение. В частности, локальные эффекты сотрясения проявились при Кумдагском (14 марта 1983г.) и Бурунском (22 февраля 1984г.) землетрясениях Западного Туркменистана. В сейсмотектоническом отношении их эпицентры относятся к Челекен-Кюрендагской сейсмогенной зоне (Гарагозов, Мурадов и др.,1984).

Возможное влияние направленности геологических структур и наличие зон тектонических разломов необходимо учитывать при оценке степени сейсмической опасности территорий. В тех случаях, когда район исследования отделен от сейсмогенной зоны горными хребтами или глубинными тектоническими разломами, происходит более сильное затухание сейсмической энергии, что ведет к уменьшению сейсмической опасности в этом направлении [1]. Если же изучаемая территория расположена в пределах геологических структур сейсмоактивной зоны, то следует ожидать возрастание сейсмической опасности.

На проявление и, как следствие, на характер формирования изосейст землетрясения оказывают значительное влияние положение и простирание сейсмотектонических структур. Вытянутость изосейст Красноводского землетрясения 1895 года связана с увеличением

затухания энергии при распространении сейсмических волн в крест простирания структур, что объясняется, в свою очередь, рассеянием энергии при многократных отражениях и преломлениях волны на границах слоев с различными упругими свойствами [3].

Сильное экранирующее воздействие разлома на степень сейсмического проявления произошло и во время Нохурского землетрясения 11 января 1964 года. Оно выразилось в резком снижении интенсивности колебаний на курорте Арчман и в горных поселках Верхний Айдере, Дешт, Нижний Айдере, Сайван, Дурдыхан и Тутли-Кала. Между эпицентром и указанными селениями с юго-запада на северо-восток проходит глубинный разлом, а курорт Арчман отделен от очаговой зоны другим разломом, имеющим субширотное простирание. Эти разломы, образуя локальную сейсмотектоническую зону, послужили поглощающей средой на пути распространения сейсмических волн, в результате чего произошло уменьшение на 1 балл степени воздействия на здания (Голинский и др., 1967).

Геолого-геофизическими исследованиями в Прибалханской депрессии, куда также входят Челекенская, Кумдагская и Бурунская структуры, выявлены дизъюнктивные нарушения, различные по амплитуде, простиранию и возрасту образования. В частности, наблюдаются как разрывы, связанные с формированием данной структуры, так и региональные зоны разломов, возникшие в процессе развития всей депрессии. Региональные зоны разломов отличаются довольно длительным этапом развития. Они, вероятно, были заложены до начала формирования основных структур и продолжали свое развитие параллельно с ними. Во многих из региональных зон разломов наблюдались подвижки в самое последнее время, о чем свидетельствуют данные сейсморазведки [3].

На структурах Восточного Челекена, Буруна (западная переклиналь структуры Небит-Даг), между Небит-Дагом и Монжкули, а также в Кумдаге при сейсмических исследованиях фиксировались дизъюнктивные нарушения в верхних горизонтах четвертичных отложений. Кроме того, землетрясения, происшедшие в 1978 году в структуре Небитдага (пос. Вышка), в 1983 году в структуре Кумдаг (пос. Кумдаг) и в 1984 году структуре Буруна и их фор-афтершоковая деятельность подтверждают наличие интенсивных современных тектонических движений и высокую сейсмичность Хаза-Кюрендагского регионального глубинного разлома, входящего в состав Хазар-Кюрендагской сейсмогенной зоны [5, 6].

Во время Кумдагского землетрясения 1983 года образовался сейсмический разрыв, выраженный на поверхности земли трещиной длиной 23 км. Сейсмические разрывы имели направления с восток-юго-востока к запад-северо-западу, пересекая структуру Сыртланли, поселок Кумдаг и структуру Кумдага. Азимут их простирания колеблется в пределах от 150° до 120° (Мурадов, 1996).

Установлено, что сейсмический разрыв соответствует правому сбросо-сдвигу с раздвигом. Сброс – ближе к вертикальному, с небольшим наклоном (85-80^0) к поверхности сместителя, на север. Амплитуда относительного перемещения по линии падения поверхности разрыва достигает 5 см. При этом южное висячее крыло является опущенным относительно северного лежачего. Амплитуда относительного перемещения по линии простира-

ния поверхности разрыва составляет 13 см. Южное крыло сдвинуто на запад-северо-запад по отношению к северному крылу [6].

Относительное перемещение вызвало поворот в правую сторону – по часовой стрелке, образуя правосторонний сдвиг. На линии сейсмических разрывов, т.е. на разрывах, выраженных на поверхности земли, наблюдался раздвиг. Северные крылья разломов сместились на восток относительно южных. Длина раздвига перемещения крыльев разрыва (амплитуда подвижки) в направлении, перпендикулярном к поверхности сместителя, на сейсмических разрывах составляет 10 см.

Кумдагское землетрясение обладает исключительной особенностью: его проявление – это наглядная картина воздействия сейсмических разрывов поверхности земли на здания и сооружения разного типа. Проходя через них, разрыв причинил сильные повреждения.

Во всех деревянных (щитовых) домах, расположенных в зоне сейсмических разрывов, в стенах образовались трещины такой же ширины (до 10 см, а иногда и более) как и в земле. Стены перекосились, на некоторых участках зданий пол отделился от стены и другие нарушения. Все это позволило выделить зону повышенной балльности, так как степень разрушения зданий шириной до 10 см по шкале MSK-64 оценивается в 9 баллов. На соседних участках зоны разрывов интенсивность землетрясений в целом для поселка Кум-Даг с учетом степени разрушений зданий, характера повреждения газопроводных труб и аномальных эффектов сейсмических разрывов оценена в 8 баллов. Выход разлома на поверхность привел к увеличению интенсивности воздействия в зонах сейсмического разрыва на I балл [1]. Обследованием Бурунского землетрясения 1984 года выявлены продольные и поперечные сейсмические разрывы, возникшие между поселками Вышка и Барса-Гельмес. Продольные являются составной частью и западным продолжением Кюрендаг – Кумдаг – Монжуклы – Небит-Даг -Барса-Гельмес – Челекенской зоны активно живущего разлома. Тип тектонической подвижки, образовавшейся вдоль асфальтовой дороги Вышка-Барса-Гельмес, соответствует правостороннему сбросо-сдвигу. Амплитуда относительного перемещения по линии падения поверхности разрыва составляла 3-5 см; по линии простирания – 1-3 см. Азимут общего простирания соответствует Кумдагскому сейсмическому разрыву и составляет 110°.

В отличие от Кумдагского землетрясения, здесь образовались поперечные сейсмические разрывы. В некоторых из них, в частности, в районе газо-сборочного пункта Бурунского месторождения, образовались заметные левосторонние сбросо-сдвиги с амплитудой смещения по простиранию 4-6 см, т.е. большей, чем на продольном сейсмическом разрыве. Обнаружена также зона тектонических нарушений, состоявшая из многочисленных (122 шт.) поперечных трещин, ширина некоторых из которых достигала 10 см.

Макросейсмическим обследованием Бурунского землетрясения выявлена зона интенсивного затухания балльности от пос. Джебел до пос. Уч-Гёз, расположенного в 15 км севернее от пос. Джебел, в сторону пос. Огланлы. Если в Джебеле колебания ощущались с интенсивностью 4-5 баллов, то в Уч-Гёзе они не превышали 2 баллов, а в Огланлы были

едва заметными (2-3 балла). Наличие зоны высокого затухания интенсивности сотрясений на небольшом расстоянии объясняется экранирующим эффектом Предбалханского разлома [3].

При Газлийском землетрясении 20 марта 1984 года на полях колхозов «Туркменистан» и «Кизыл-Байдак», расположенных в 6 и 12 километрах от пос. Дарган-Ата, образовался сейсмический разрыв, сопровождающийся широкими трещинами земной поверхности и грифонами различных размеров, из некоторых фонтанировала вода. Разрыв имел направление к пос. Газли, т.е. к эпицентру, простираясь примерно с востока на запад, пересекая р.Амударью и Амударьинский региональный разлом [1]. Сейсмический разрыв, проходя через сельский дом, разорвал и сместил фундамент вместе со стеной, образовав в них сквозные трещины шириной до 5-8 см. Все дома, попавшие на сейсмический разрыв, пришли в полную негодность. На обследованной территории выявлена зона шириной 500 м, в пределах которой на поверхности земли обнаружена разветвленная система трещин и грифонов, имевших также направление, близкое к восток-западному (Мурадов, 1986).

В лесопитомнике, расположенном в 10 км к востоку от Дарган-Ата, ярко проявился тип тектонической подвижки по сейсмическому разрыву В-З направления, который прошел через современный одноэтажный дом, построенный в 1978 г. из жженого кирпича на бетонном фундаменте, разорвал фундамент и стену, ориентированные вкрест. По смещению монолитного фундамента удалось установить размеры перемещения крыльев и определить тип тектонической подвижки; в районе лесопитомника образовался взброс, соответствующий ближе к вертикальному направлению с небольшим наклоном (80-75°) поверхности сместителя на юг. Амплитуда относительного перемещения по линии падения разрыва достигала 7 см, а по линии простирания – 16 см, при этом северное «висячее» крыло оказалось приподнятым относительно южного, сдвинувшегося на восток, образовав этим левосторонний сдвиг [5]. Следовательно, сейсмический разрыв соответствует тектоническому нарушению – левостороннему взбросо-сдвигу (Мурадов, 1986).

Сейсмический разрыв, наблюдавшийся на левом берегу р.Амударьи, продолжался на востоке, проходя вкрест простирания Амударьинского разлома – через поселок Кизыл-Арват и дальше, по всей вероятности, до эпицентра. В зоне сейсмического разрыва интенсивность землетрясения оценена в 8 баллов – на 1 балл больше, чем в сопредельных зонах.

Соответствие направления плейстосейстовых зон Газлийских землетрясений 1976 и 1984 годов, а также резкая смена простирания разностного гравитационного поля в районе Дарган-Ата подтверждают возможность существования здесь сейсмогенной зоны, возможно являющейся продолжением Тарымкаинской зоны, установленной по данным сейсморазведки, и уверенно выделяющейся на космических снимках. К этой же зоне приурочены и очаги землетрясений разных лет [4]. Аномальное проявление интенсивности землетрясений в зоне сейсмического разрыва не обусловлено неблагоприятными грунтовыми условиями, а связано с зоной тектонических нарушений, проходящих вкрест простирания Амударьинского регионального разлома. По всей вероятности, эта зона является сейсмогенной.

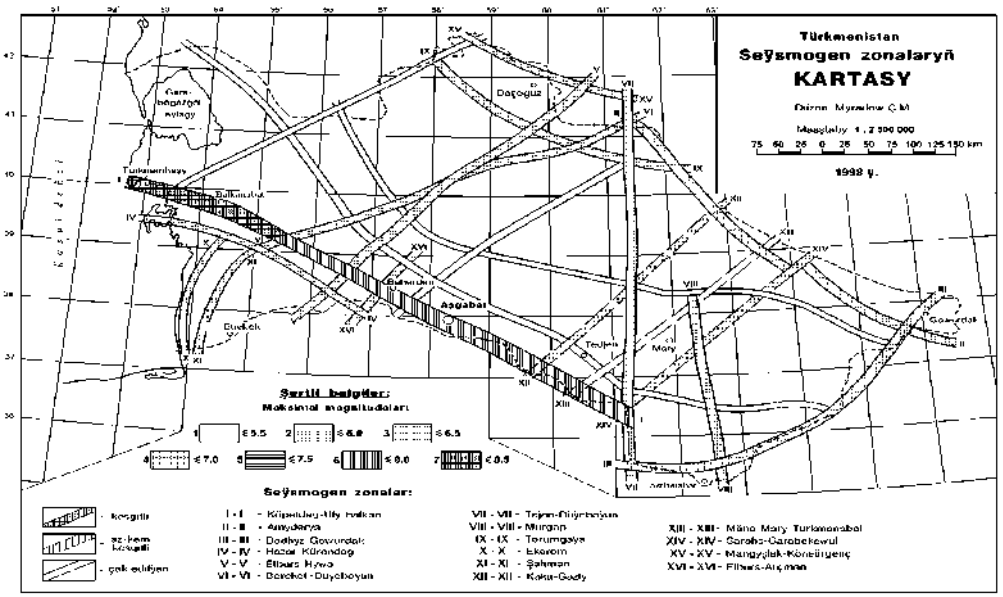


Рис.1. Карта сейсмогенных зон Туркменистана (составил Ч.М.Мурадов, 1999)

В целом, по результатам изучения зон современных тектонических движений, зон высокой сейсмической активности установлены двадцать сейсмотектонических критериев выявления сейсмогенных зон (Мурадов, 1999). На основании этих критериев на территории Туркменистана, в том числе в альпийской складчатой области, эпигерцинской каракумской платформе выявлены основные сейсмогенные зоны высокой сейсмической активности:

1.	Копетдаг-Большебалханская	M≤8,5	I≤10 б
2.	Амударьинская	M≤7,0	I ≤9 б
3.	Бадхыз-Говурдагская	M≤7,0	I ≤9 б
4.	Хазар-Кюрендагская	M≤6,5	I ≤8-9 б
5.	Эльбурс-Хивинская	M≤6,5	I ≤8-9 б
6.	Берекет-Дуябоюнская	M≤6,5	I ≤8-9 б
7.	Теджен-Дуябоюнская	M≤6,5	I ≤8-9 б
8.	Мургабская	M≤6,5	I ≤8-9 б
9.	Тарымкаянская	M≤6,5	I ≤8-9 б
10.	Екеремская	M≤6,5	I ≤8 б
11.	Шахманская	M≤6,5	I ≤8 б
12.	Кака-Газлийская	M≤6,0	I ≤8 б
13.	Мяне-Мары-Туркменабадская	M≤5,5	I ≤7б
14.	Серахс-Карабекаульская	M≤6,0	I ≤7-8 б
15.	Мангышлак-Кёнеургенческая	M≤6,5	I ≤9 б
16	Эльбурс-Арчманская	M≤6,5	I ≤9 б

Во всех этих очаговых зонах могут происходить землетрясения с энергией M=5, M≤8,0 и с интенсивностью сотрясений 7 б≤ I≤10 б.

Выводы

1. В результате изучения Кумдагского (14.03.83г.), Бурунского (22.02.84г.) и Газлийского (20.03.84г.) землетрясений определены основные параметры сейсмических разрывов и установлены типы сейсмотектонических движений в соответствующих сейсмогенных зонах на территории Туркменистана.

2. При Кумдагском землетрясении образовался сейсмический разрыв протяженностью около 25 км. В результате изучения геометрических параметров разрыва установлено, что амплитуда перемещения крыльев в вертикальном направлении достигает 5 см, в горизонтальном – 13 см; южное крыло сдвинуто на запад-северо-запад по отношению северному крылу. Направление относительного перемещения создает правосторонний сдвиг. Сброс – ближе к вертикальному.

3. В результате изучения Бурунского землетрясения выявлены продольные и поперечные сейсмические разрывы. Продольные сейсмические разрывы являются западным продолжением Кумдагского разрыва и принадлежность Челекен-Кумдагской сейсмогенной зоне. Тип тектонической подвижки соответствует правостороннему сбросо-сдвигу. Амплитуда относительного перемещения по линии падения поверхности разрыва составляет 3-5 см, по линии простирания 1-3 см.

4. В результате исследования сейсмического разрыва образованного Газлийским землетрясением в районе Дарган-ата установлено, что тип сейсмотектонической подвижки соответствует левостороннему взбросо-сдвигу, и они принадлежат Тарымкаянской сейсмогенной зоне. Амплитуда относительного перемещения по линии падения поверхности разрыва достигла 7 см, а по линии простирания – 16 см.

5. Зоны развития современных сейсмодислокаций, особенно зоны выхода сейсмических разрывов на поверхности являются однозначными и уверенными критериями выявления сейсмогенных зон.

Литература

1. Агаева Л.А. Сеймогенерирующие зоны и оценка сейсмической опасности моста через р.Амударья между г.Атамурат и г.Керкичи // Сборник трудов IV Кавказской международной школы-семинара молодых ученых «Сейсмическая опасность и управление сейсмическим риском на Кавказе». Владикавказ, 2011. С.63-68.

2. Ананьин И.В., Мурадов Ч.М. и др. Сейсмогенные зоны Копетдага. // Изв. АН ТССР. Сер. ФТХиГН. Ашхабад, 1980. №2. С. 97-101.

3. Горшков Г.П. Сейсмотектоника Копетдага. М.: Наука, 1987. 52 с.

4. Джурик В.И., Севостьянов В.В., Эсенов Э.М. и др. Оценка влияния грунтовых условий на сейсмическую опасность. // Методическое руководство по СМР. М.: Наука, 1988. 224 с.

5. Курбанов М.К., Ананьин И.В., Мурадов Ч.М. Сейсмогенные зоны Туркменистана по геолого-геофизическим данным // Изв. АН ТССР. Сер. ФТХИГН. 1985. №3. С. 60-65.

6. Мурадов Ч.М., Голинский Г.Л., Эсенов Э.М. Об оценке влияния сейсмотектонических условий на сейсмические характеристики грунтов // Тезисы докладов совещания «Оползни, обвалы и селевые потоки сейсмоактивных областей, их прогнозирование и защита». Душанбе, 30 мая – 2 июня 1990 г. Душанбе, 1990. 23 с.

7. Медведев С.В. Инженерная сейсмология. М.: ГСИ, 1962.

УДК 550.34

ШКАЛА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ (ШСИ-17) И СЕЙСМИЧЕСКИЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ

Аптикаев Ф.Ф.

ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

Шкала сейсмической интенсивности ГОСТ 6249-52 была введена в действие в 1952 г. и отменена «без замены» в 1993 г. Эта шкала после адаптации, к западноевропейским условиям стала международной шкалой MSK-64. Следовательно, для российских условий стала хуже. Чтобы использовать карты ОСР (в баллах) появились новые ГОСТ перевода баллов в ускорения по шкале MSK-64. В 1986 г. в ИФЗ была создана шкала MMSK-86 (Н. Шебалин, И. Ершов, Ф. Аптикаев). Инструментальная часть этой шкалы приведена в [1]. Эта шкала использовалась при изучении последствий Спитакского землетрясения. Оценки различных групп исследователей совпали, хотя априорные оценки существенно различались.

В 1997 г. была создана карта ОСР-97, которая вошла составной частью в международный проект. Но весь мир работал в ускорениях. Поэтому баллы пришлось переводить в ускорения по шкале MMSK-86, поскольку шкала MSK-64 не позволяла получить согласованные оценки с соседними странами.

По своему построению все известные сейсмические шкалы могут претендовать только на категорию шкал порядка. В таких шкалах величина баллов идет в порядке возрастания эффекта, но оценки возрастаний не определены. Никакие арифметические действия в таких шкалах недопустимы (получение средних, оценка стандартных отклонений, оценка приращений интенсивности при микрорайонировании и т.д.). Например, сравним оценки интенсивности по шкалам MSK и JMA

MSK	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
JMA	1	2	2,5	3	4	4,5	5	6	6	7	7

С нашей точки зрения японские интервалы интенсивности 2-3, 4-5 и 6–7 слишком велики. Японцы считают, что это наши интервалы малы.

При построении новой шкалы ГОСТ Р 57546-2017. «Землетрясения. Шкала сейсмической интенсивности» впервые была определена категория шкал семейства Меркалли [3]. Проверка линейности шкал осуществляется путем сопоставления баллов с другими коррелируемыми величинами, которые безразмерны или поддаются измерениям. Баллы можно сопоставлять с логарифмами амплитуд колебаний грунта, радиусами различных изосейст, уравнением макросейсмического поля, графиком повторяемости баллов.

Показано, что шкалы семейства Меркалли относятся к категории интервалов, по крайней мере, до 9.5 баллов. Японская шкала этим свойством не обладает.

Необходимость создания новых шкал связана с появлением новых строительных материалов и новых технологий в строительстве, а изменения в инструментальных разделах

шкал – в связи с накоплением записей сильных движений. Шкала MSK-64 была отменена по следующим причинам.

1. Ограниченность типов зданий, используемых в шкале. Нет зданий выше 5 этажей. Нет панельных и монолитных зданий. Нет зданий с сейсмоусилением.

2. Отсутствие возможности оценки интенсивности по сейсмологическим характеристикам. Оперативная оценка критических ситуаций при землетрясениях возможна при использовании уравнений макросейсмического поля.

3. Неудовлетворительное описание природных явлений.

4. Несоответствие оценок амплитуд эмпирическим данным.

Тем не менее, в нормативных документах до настоящего времени используются оценки ускорений и скоростей по шкале MSK-64. Этой проблеме и посвящена настоящая статья. По оценке автора шкалы MSK-64 Сергея Васильевича Медведева оценки ускорений по этой шкале занижены относительно реальных примерно в полтора раза [4]. Назовем причины заниженных оценок.

1. Дифференцирование смещений, записанных приборами типа СК, проводилось по формуле $PGA=4PGD\pi^2/T^2$ в предположении о синусоидальном характере колебаний. Эмпирически установлено, что при этом уровень амплитуд может занизиться в несколько раз.

2. Зависимость *PGA* от *I* искалась в виде регрессии (пренебрежение погрешностями оценки ***I*),** что приводит к занижению наклона аппроксимирующей прямой.

3. Имеет место закон Гутенберга-Рихтера, согласно которому сильные землетрясения происходят гораздо реже. Например, количество землетрясений с $I = 7.5$ почти в три раза больше количества землетрясений с $I = 8.5$. Следовательно, среднее соответствует не $I = 8$, а $I = 7\ 3/4$.

4. Не принималось во внимание влияние уровня колебаний от глубины установки акселерографов. Некоторые записи были получены на значительной глубине, что вело к существенному снижению уровня колебаний.

5. Считалось, что при изменении интенсивности на один балл, амплитуда изменяется вдвое. Причем такие изменения принимались не только для ускорений, но и для скоростей и смещений. Во времена составления шкалы MSK-64 надежные определения ускорений имелись только для 7 баллов. Для более высоких интенсивностей значения ускорений определялись путем экстраполяции (удвоение амплитуды на балл). Предположение об удвоении амплитуды на балл вытекало из следующих соображений. Человек начинает ощущать колебания грунта примерно при 1 см/с^2, что известно из экспериментов, проводимых при составлении санитарных норм. Это соответствует 2 баллам по сейсмической шкале. Тогда, предполагая, что при 12 баллах ускорения близки к ускорению силы тяжести, получали удвоение амплитуды на балл. Однако накопленные записи сильных движений показали, что ускорения вблизи разлома имеют примерно постоянное значение, не зависящее от магнитуды [7, 10, 12, 15]. В работе [6] показано, что при 9 и 11 баллах ускорения одинаковы. Уменьшение диапазона интенсивностей привело к оценке изменения амплитуды ускорения до 2,5 раз на один балл. Корреляция зарегистрированных ускорений и интенсивности подтвердили это соотношение.

6. Однако главная ошибка заключается в использовании фильтрации. В шкале MSK-64 приводятся значения ускорений в полосе 0.1 – 5 Гц. В США такие фильтрованные ускорения называют «эффективными». У нас дело с терминологией заставляет ожидать лучшего. Поэтому многие считают, что речь идет о реальных оценках, вследствие чего возникло парадоксальное положение: спектр задается в одной полосе, а ускорения, ему соответствующие, – в другой.

В новой шкале ГОСТ Р 57546-17 приводятся средние значения распределений ускорений по реальным акселерограммам. Пример такого распределения приводится на рисунке 1 из [2].

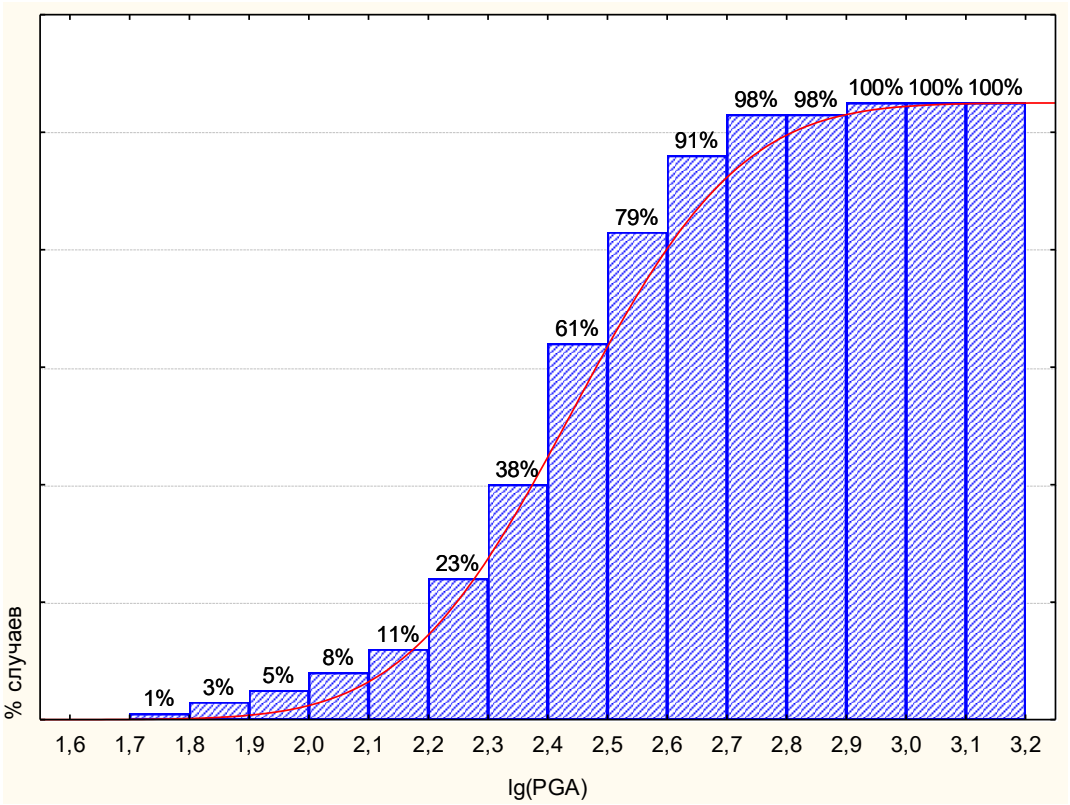


Рис. 1. Распределение логарифмов PGA для интенсивности 8 баллов.

Как видно из эмпирического распределения, ускорения при 8 баллах (в нашем случае 172 акселерограммы, при построении MSK-64 – несколько записей) изменяются в пределах от 50 см/с^2 до 1000 см/с^2! Такой большой разброс не позволяет строить карты ОСР в ускорениях. Причина в том, что ускорение не является единственной характеристикой, определяющей реакцию объектов на сейсмическое воздействие.

Если коррелировать сейсмическую интенсивность с ускорениями грунта, получаем эмпирическое выражение:

$$\lg(PGA, \text{см/с}^2) = -0.755 + 0.4\,I \quad (1)$$

Коэффициент корреляции равен к = 0.82. Стандартное отклонение равно 0.60 балла. Эта величина соответствует вариациям оценок и ускорений, и интенсивности. Вносит свой вклад в общую дисперсию и округление оценок интенсивности до целочисленных значений.

В США и Японии часто коррелируют сейсмическую интенсивность со скоростью колебаний грунта. Для подземных трубопроводов строительные нормы уже в качестве основной характеристики воздействий используют скорости колебаний. В новой шкале для этого параметра приводится следующее эмпирическое выражение:

$$\lg(PGV, \text{см/с}) = -2.23 + 0.47\,I \quad (2)$$

Коэффициент корреляции равен к = 0.82. Стандартное отклонение равно s = 0.5 балла. Эта величина соответствует вариациям оценок и скоростей и интенсивности.

Для смещений приводится выражение:

$$\lg(PGD, \text{см}) = -4.26 + 0.68\,I \quad (3)$$

Коэффициент корреляции составил к = 0.81. Стандартное отклонение равно 0.70 балла.

Значения смещений и коэффициента корреляции могут быть слегка заниженными вследствие ограниченности частотных характеристик акселерографов в области низких частот.

Еще полвека назад Айриас показал, что учет продолжительности существенно повышает надежность оценок сейсмического воздействия [5]. Однако, полученные им результаты не нашли широкого применения, поскольку было использовано неправильное определение продолжительности. Согласно принятому определению «significant duration» такой длительности соответствует понятие не «как долго трясет», а «как долго накапливается заданная энергия». Определение длительности, соответствующее правилам теории размерностей и подобия, звучит так «длительность есть интервал времени, в течение которого амплитуда огибающей колебаний превышает половину максимального значения» [2]. Если использовать такое определение длительности, то «энергию» E по Айриасу можно записать следующим образом:

$$E \sim (PGA)^2 t, \quad (4)$$

где t – длительность колебаний. В шкале приводится и воздействие по Айриасу:

$$I = 2.5 \lg PGA + 1.25 \lg t + 1.05 \quad (5)$$

Для этой величины коэффициент корреляции равен к = 0.86. Стандартное отклонение 0.35 балла.

На самом деле, энергия сейсмических волн пропорциональна не квадрату ускорения, а произведению ускорения на скорость, и выражение для энергии примет вид:

$$E \sim (PGA)(PGV)t \quad (6)$$

К сожалению, связь энергии волн и повреждаемости зданий пока еще находится в стадии разработки. Однако в шкале ШСИ-17 приводится оценка корреляции сейсмической интенсивности с мощностью волны:

$$I = 1.325\lg(PGA*PGV) + 2.83 \quad (7)$$

Коэффициент корреляции сейсмической интенсивности с мощностью волны к = 0.90. Стандартное отклонение равно 0.26 балла.

При микрорайонировании с использованием инструментальных методов следует иметь в виду, что согласно шкале сейсмической интенсивности при изменении интенсивности на один балл происходит увеличение амплитуды ускорения в 2.5 раза, увеличение амплитуды скорости в три раза, увеличение амплитуды смещения почти в 5 раз. Обычно считается, что для всех параметров происходит удвоение амплитуды на балл. При микрорайонировании важен учет продолжительности колебаний. Известно, что уровень амплитуд ускорений при высоких интенсивностях на рыхлых грунтах даже несколько ниже, чем на скальных грунтах [8-11, 13, 14]. Однако при одинаковых амплитудах интенсивность все же выше на рыхлых грунтах. Мы объясняем этот эффект влиянием продолжительности колебаний, резко увеличивающейся на рыхлых грунтах.

Выводы

Расчеты зданий и сооружений следует проводить, задавая сейсмические воздействия в энергетических характеристиках. При этом стандартные отклонения оценок сейсмических воздействий уменьшатся более чем в два раза. Такие попытки делались еще несколько десятилетий назад.

Литература

1. Аптикаев Ф.Ф., Шебалин Н.В. Уточнение корреляций между уровнем макросейсмического эффекта и динамическими параметрами движения грунта // Вопр. инж. сейсмол. М.: Наука, 1988. Вып. 29. С. 98-108.

2. Аптикаев Ф.Ф. Инструментальная шкала сейсмической интенсивности. М.: Наука и образование, 2012. 175 с.

3. Аптикаев Ф.Ф., Мокрушина Н.Г., Эртелева О.О. Категория сейсмических шкал семейства Меркалли // Вулканология и сейсмология. 2008. Т. 35, № 3. С. 98-107.

4. Медведев С.В. Определение интенсивности землетрясений // Вопросы инженерной сейсмологии. 1978. Вып.19. С. 151-162.

5. Arias A. A Measure of Earthquake Intensity/ R.J. Hansen, ed. Seismic Design for Nuclear Power Plants, MIT Press, Cambridge, Massachusetts. 1970. P. 438-483.

6. Bommer J.J., Martinez-Pereira A. Strong-motion parameters: definition, usefulness and predictability // Proc. of the Twelfth World Conference on Earthquake Engineering, (Auckland, 1 January–4 February, 2000). Auckland, New Zealand, 2000. Paper no. 0206.

7. Bureau G.J. Near-source peak ground acceleration // Earthquake Notes. 1981. V.52, №1. P. 81.

8. Chiaruttini C., Siro, L. The correlation of peak ground horizontal acceleration with magnitude, distance, and seismic intensity for Friuli and Ancona, Italy, and the Alpide belt // Bull. Seism. Soc. Am. 1981. V. 71, № 6. P. 1993-2009.

9. Chiaruttini, C., Crosilla, F., Siro, L. Some maximized acceleration analysis of the 1976 Friuli earthquakes // Boll. Geof. Teor. Appl. 1979. XXI. P. 38-52.

10. Campbell K.W. Near-source attenuation of peak horizontal acceleration // Bull. Seism. Soc. Am. V. 71, № 6. 1981. P. 2039-2070.

11. Duke C.M., et al. Effects of site classification and distance on instrumental indices in the San Fernando earthquake. Rpt. UCLA-ENG-7247. Los Angeles, 1972. 50 p.

12. Hanks T.S., Johnson D.A. Geophysical assessment of peak accelerations // Bull. Seism. Soc. Am. 1976. V. 66. P. 659-968.

13. Mc Guire, R.K., Barnhard, T.P. The usefulness of ground motion duration in predicting the severity of seismic shaking. 1979. 17 p. (Preprint.)

14. Trifunac M.D. Preliminary analysis of the peaks strong earthquake ground motion-dependence of peaks on earthquake magnitude, epicentral distance, and recording site conditions // Bull. Seism. Soc. Am. 1976. V. 66, № 1. P. 132-162.

15. Yamada M., Olsen A., Heaton T. Statistical features of short- and long-period near-source ground motion // Bull. Seism. Soc. Am. 2009. V. 99, № 6. P. 3264-3274. DOI:10.1785/0120090067

УДК 550.344

ДЕТАЛЬНАЯ СТРУКТУРА ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ S-ВОЛН И МОРФОЛОГИЯ ОГИБАЮЩИХ КОДЫ АФТЕРШОКОВ В ОЧАГОВЫХ ЗОНАХ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КАВКАЗА И ВОСТОЧНОЙ АНАТОЛИИ

Аптикаева О.И.

ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

Введение

В очаговых областях сильных землетрясений, как правило, проводятся тщательное обследование плейстосейстовых зон, картирование сейсмодислокаций, изучение повторных толчков, геофизические исследования строения земной коры различными методами, построение геологических и физических моделей очагов. При этом часто остается неясным, какие особенности геологической среды послужили причиной землетрясения. Поскольку гипоцентры очагов сильных землетрясений часто находятся на достаточно больших глубинах, сейсмогенерирующие структуры могут быть приурочены к нижней коре, а накопление тектонических напряжений связываться с еще более глубокими горизонтами. Имеющиеся геофизические материалы часто оказываются недостаточными для понимания тонкой структуры глубоких недр Земли. Поэтому привлечение новых методов, позволяющих изучать строение очаговых зон сильных землетрясений на таких глубинах, может оказаться полезным.

Одним из таких методов является метод короткопериодной коды. Метод позволяет в детальном масштабе получить структуру поля поглощения в коре и верхней мантии – найти положение в пространстве кровли и подошвы слоев сильного и слабого поглощения и оценить эффективную добротность в этих слоях.

Если сейсмические станции размещаются в непосредственной близости от очага сильного землетрясения, его афтершоки могут стать источником дополнительной информации об особенностях строения земной коры и мантии в очаговой зоне.

В работе представлены результаты изучения методом короткопериодной коды поля поглощения в очаговых зонах Ванского землетрясения 2011 г. (Восточная Анатолия) и двух кавказских землетрясений Газлийского 1991 г. и Онийского 2009 г.

Методика и материалы

Как известно, кодой принято считать хвостовую часть записи, начиная со времен $t- t_0 \sim 2t_{s,}$ где t_0 – время в очаге, t_s – время вступления S-волны. Огибающие коды афтершоков строятся по максимумам тех волновых групп, где он отчетливо выражен. В окрестностях максимумов таких волновых групп поляризация колебаний близка к линейной, а направление колебаний соответствует направлению колебаний поперечных волн SH. Пересекая низы

коры и верхи мантии сравнительно круто, кода-волны несут информацию о строении литосферы и астеносферы в области между эпицентром и станцией. Существование здесь зон повышенного или пониженного поглощения поперечных волн отражается на характеристиках коды, приводя соответственно к заметному увеличению или уменьшению скорости ее затухания, которые могут быть описаны выражением, имеющим вид:

$$A(t) \sim \exp\left(-\frac{\pi t}{Q_S T}\right) \Big/ t, \quad (1)$$

где $A(t)$ – амплитуда коды в окрестностях времени t; Q_S – эффективная добротность; T – период колебаний [1].

Эффективная добротность оценивалась по огибающим короткопериодной коды в интервале частот 1–1.6 Гц, на временах от $t\text{-}t_0 = 2t_S$ до момента достижения амплитуды колебаний уровня микросейсмического фона.

В работе проанализированы огибающие коды около 100 афтершоков Ванского землетрясения 2011 г., записанных станцией VANB Обсерватории Кандили (Kandilli Observatory Seismic Array (KOERI; KO), Стамбул, Турция, http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/) и около 80 афтершоков Газлийского 1991 г. (M=7.0) и Онийского 2009 г. (M=6.1) землетрясений, записанных станцией KIV (сети IRIS).

Сокращение расстояния между очагом и регистрирующей станцией позволяет расширить область изучения поля поглощения в сторону меньших глубин. Эпицентры афтершоков Ванского землетрясения с M>3.5 располагались на расстоянии менее 30 км.

Афтершоки Онийского и Рачинского землетрясений рассматривались совместно, т.к. очаговая зона Онийского землетрясения располагалась в пределах очаговой зоны Рачинского землетрясения. Эпицентральные расстояния кавказских землетрясений находились в интервале 132–290 км, а диапазон изменения их магнитуд m_b=4.0–6.3.

Огибающие афтершоков Ванского землетрясения 2011 г.

Огибающие коды афтершоков Ванского землетрясения 2011 г. в большинстве своем представляют собой чередование пологих и крутых участков, количество «ступенек» варьирует (№1-3 на рис.1 а), но встречаются и равномерно спадающие огибающие (№4 на рис.1 а.).

В работе [7], где с помощью приемных функций продольных и поперечных волн и дисперсионных кривых основной гармоники волн Рэлея исследовалась литосфера Центрального Анатолийского плато, на глубинах от 35 до 60 км был обнаружен так называемый «мантийный козырек». На верхней границе этого «козырька» скорости поперечных волн изменяются скачком от ~3.7 км/с до 4.4 – 4.5 км/с, глубже 60 км расположен слой пониженной скорости. При этом граница на глубине 60 км проявляется в значениях скорости поперечных, но не выявлена при анализе продольных волн.

Как видно из рис.1 а, наиболее устойчивой характеристикой всех огибающих является наличие в начальной части коды пологого участка, который можно ассоциировать с «ман-

тийным козырьком» (в терминах [7]). Метод короткопериодной коды позволяет определить глубину, по крайней мере, его нижней границы и оценить в нем эффективную добротность. Глубина, рассчитанная по точке перегиба (моменту перехода от этого пологого участка к крутому) варьирует от 15 до 80 км (рис.1 б), а добротность варьирует от 400 до 1000 и более. Остальные «ступеньки» относятся преимущественно к глубинам 100, 140 и 200 км (см. рис. 1 б).

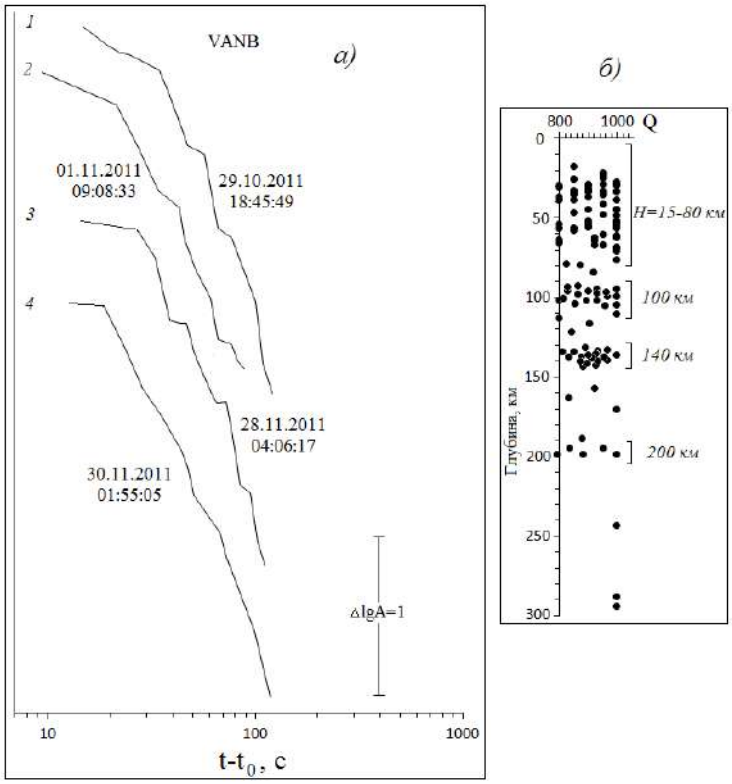


Рис. 1. Огибающие коды афтершоков Ванского землетрясения 2011 г. (а), распределение по глубине слабо поглощающих слоев, отвечающих их пологим участкам, и соответствующая им эффективная добротность (б)

Нижняя граница «мантийного козырька», по-существу, является границей между добротным слоем (в коре или в мантии) и расположенной ниже сильно поглощающей мантией. Глубина этой границы в пределах очаговой зоны Ванского землетрясения поднимается до глубины 20 км и менее (рис. 2 а). Это, по-видимому, указывает на наличие каналов повышенной проводимости, которые, простираясь от мантийных глубин, внедряются в земную кору, что способствует проникновению в нее маловязкого материала. Эти каналы по имеющимся данным, тяготеют к зонам разломов, для которых характерны также низкие значения добротности в верхней мантии и на бóльших глубинах.

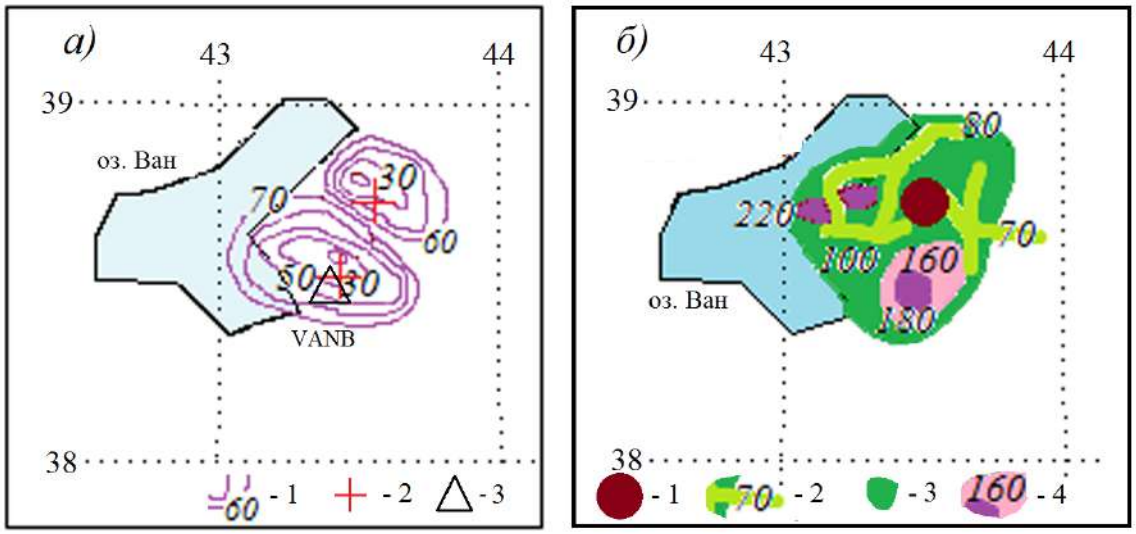


Рис. 2. Положение нижней границы «мантийного козырька» (а) 1 – изолинии глубины , 2 – очаги землетрясений 1111 и 2011 гг., 3 – регистрирующая станция VANB; а также поле поглощения в очаговой зоне Ванского землетрясения (б) 1 – эпицентр землетрясения 2011 г., 2, 3, 4 – зоны поглощения соответственно сильного, преобладающего, слабого

На рис. 2 а можно наблюдать два куполообразных маловязких объема (минимальная глубина нижней границы «мантийного козырька» около 15 км), к верхней части обоих приурочен очаг сильного события – на северо-востоке – землетрясения 2011 г. (M_{LH}=7.1), на юго-западе – землетрясения 1991 г. (M_{LH}=6.5). Отметим, что глубина очага землетрясения 2011 гг. составляет 10 км, что в пределах точности определения глубины границ методом короткопериодной коды соответствует минимальной глубине нижней границы «мантийного козырька».

Аналогичные структуры мы наблюдали в других сейсмоактивных районах, чаще всего в очаговых зонах сильных землетрясений [3-5], где маловязкое вещество поднималось до глубин 15–30 км. Наличие тонкой коры, расположенной над каналом сильного поглощения в мантии, облегчает взаимное перемещение добротных блоков в процессе сильного землетрясения.

Как видно из рис.1 а, участок крутого спадания огибающих коды, который следует за пологим участком, соответствующим «мантийному козырьку», можно аппроксимировать одной кривой, описываемой выражением (1), и оценить по ней эффективную добротность в мантии очаговой зоны.

Очаговая зона землетрясения 2011 г. под «мантийным козырьком» представляет собой относительно однородное тело (рис. 2 б), преобладающая эффективная добротность которого Q_S~100, с тремя добротными включениями (Q_S~180–220) и несколькими секущими его зонами более сильного поглощения (Q_S~70–80).

Огибающие коды Рачинского и Онийского землетрясений

Разрушительное Рачинское землетрясение с магнитудой M~7.0 произошло на юге Большого Кавказа 29 апреля 1991 г. Полевые сейсмологические наблюдения в эпицентральной зоне осуществлялись системой наблюдений Международной эпицентральной экспедиции (сотрудники Института физики Земли принимали в ней активное участие), включающей, среди прочих, телеметрическую сеть из восьми однокомпонентных автономных станций, а также сеть приборов PASSCAL, состоящих из автономных трехкомпонентных сейсмических станций, которые были размещены в восточной части эпицентральной области. С тех пор написано много работ, посвященных анализу очага Рачинского землетрясения, но вопрос об особенностях строения поля поглощения в земной коре и мантии очаговой зоны этого землетрясения остается актуальным. В работе [2] исследовалась тонкая структура поля поглощения поперечных волн в литосфере и астеносфере его афтершоковой области по характеристикам короткопериодной коды афтершоков, записанных цифровыми телеметрическими станциями и сейсмическими станциями PASSCAL.

Как показывают наблюдения, мозаичность, которая свойственна полю поглощения в очаговых зонах сильных землетрясений, можно выявить и по небольшому числу афтершоков. Было обработано около 50 записей афтершоков на эпицентральных расстояниях до 30 км. По этим данным изучалось поле поглощения в афтершокой области Рачинского землетрясения до глубины, по крайней мере, 120 км.

В настоящей работе использовались записи афтершоков более удаленной от очага станциии KIV (рис. 3), по которым можно оценить эффективную добротность на больших глубинах (рис. 4 а), на глубинах более 150 км. Привлечение афтершоков Онийского землетрясения с M=6.1, которое произошло 7 сентября 2009 года, позволило более подробно обрисовать поле поглощения в его очаговой зоне (см. врезку рис. 4 а), которая располагалась в пределах очаговой зоны Рачинского землетрясения.

Как видно, для большей части очаговой зоны Рачинского землетрясения на глубинах более 200 км характерно слабое поглощение (Q_S=300–600, и даже 800 в очаговой зоне Онийского землетрясения). Зоны слабого поглощения изометричны в плане. Зоны сильного поглощения (Q_S ~ 130–200) – узкие, линейно вытянутые.

На рис. 4 а кроме афтершоковой области Онийского землетрясения выделена область локализации его форшоков. Эта область, также как и зоны сильного поглощения, ориентирована субмеридионально, а ориентация этих зон, в целом, совпадает с направлением простирания Цхинвали-Казбекского глубинного разлома. Этот вывод не противоречит результатам, приведенным в [6], что часть афтершоков, в том числе и сильных, произошли по плоскостям, ориентированным перпендикулярно плоскости основного толчка, простирание которого 264°[6].

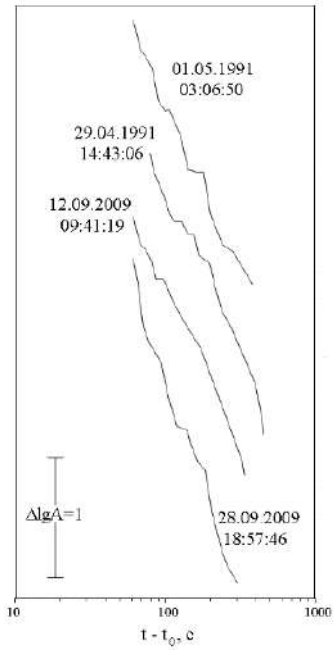


Рис. 3. Огибающие коды афтершоков Рачинского и Онийского землетрясений по записям станции KIV

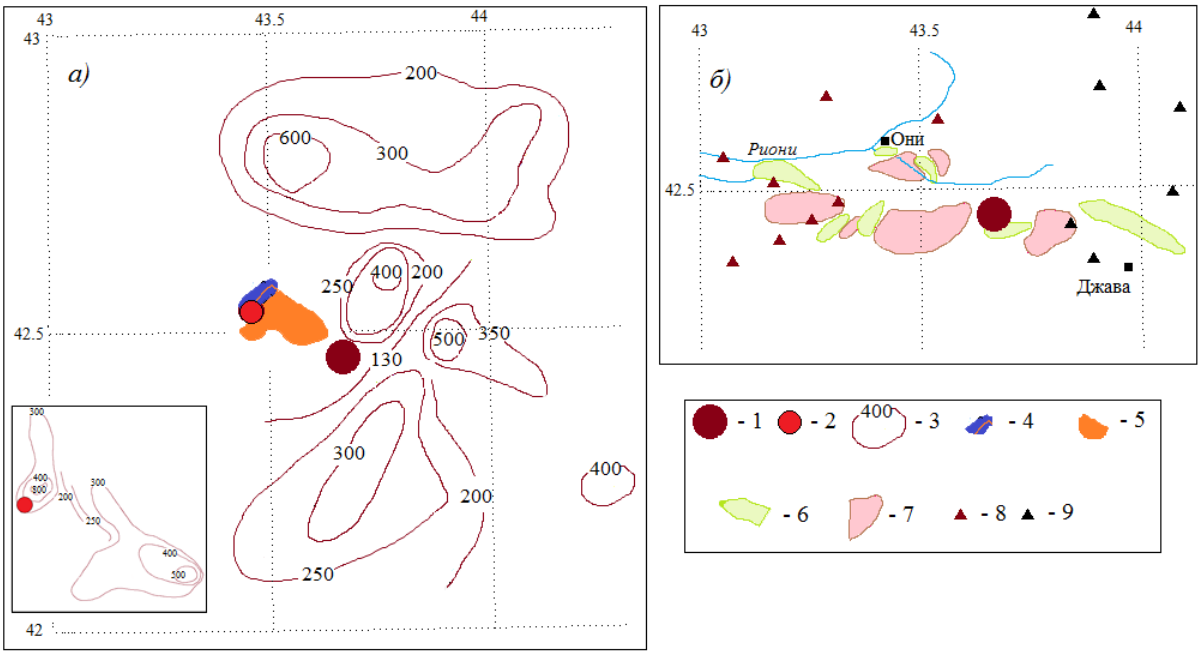


Рис. 4. Распределение эффективной добротности на глубине более 200 км в афтершоковой области Рачинского землетрясения 1991 г. (а), на врезке – в очаговой зоне Онийского землетрясения; и поле поглощения на глубине менее 45 км в афтершоковой области Рачинского землетрясения из работы [2].

1, 2 – эпицентры Рачинского и Онийского землетрясений; 3 – изолинии эффективной добротности; 4, 5 – зоны локализации соответственно форшоков и афтершоков Онийского землетрясения, составляющие его очаговую зону, показанную на врезке; 6, 7 – соответственно области повышенного и пониженного поглощения; 8, 9 – станции соответственно телеметрический сети и сеть приборов PASSCAL.

На рис. 4 б показаны области, где наблюдаются крутые и пологие огибающие коды для частоты 1 Гц в интервале от 10 до 23 с, соответствующем нижней коре (глубины от 20–25 до 45 км) [2]. Видно, что и на таких глубинах большей части очаговой зоны Рачинского землетрясения соответствует пониженное поглощение. Области высокого поглощения представляют ряд сравнительно мелких фрагментов, которые выстраиваются в три субпараллельные полосы шириной несколько километров. При детальном сравнении двух карт, приведенных на рис. 4, можно заметить и другие сходные черты в строении поля поглощения коры и мантии.

Эпицентры главных толчков обоих землетрясений, как и в большинстве очаговых зон сильных землетрясений, расположены на границах зон слабого и сильного поглощения (блоков и ослабленных зон).

Заключение

В большой степени проведение подобных исследований оказывается возможным при наличии плотной сети сейсмических станций в сейсмоактивных районах. Так, развитие в последние годы сети сейсмических станций Турции, большое число регистрируемых событий и, главное, доступность в интернете их волновых форм позволили обратиться к изучению структуры поля поглощения поперечных волн этого региона методом короткопериодной коды. К сожалению, этого нельзя сказать о другом рассмотренном здесь случае. Следует заметить, что в последние годы и эпицентральные экспедиции в места сильнейших землетрясений организуются все реже.

Литература

1. Аптикаева О.И., Копничев Ю.Ф. Детальное картирование литосферы и астеносферы Гармского района по поглощению поперечных волн // Вулканология и сейсмология. 1992. №5-6. С. 101-118.

2. Аптикаева О.И., Арефьев С.С., Кветинский С.И., Копничев Ю.Ф., Мишаткин В.И. Неоднородности литосферы в очаговой зоне Рачинского землетрясения 1991 г. // Докл. АН. 1995. Т. 344, №4. С. 533-538.

3. Аптикаева О.И. Использование короткопериодной коды афтершоков для изучения особенностей строения очаговых зон сильных землетрясений // Геофизические исследования. 2007. Вып. 8. С. 21-32.

4. Aptikaeva O.I., The Attenuation Field in the Focal Zone of the 2003 Altai Earthquake, Using the Coda Envelopes of the Aftershocks // Seismic Instrument. 2015. V. 51, no. 4. P. 367-374.

5. Aptikaeva O.I. Seismic Activity and Structures of the Crust and Upper Mantle in the Areas of Source Zones of the Largest Earthquakes in the Altai–Sayan Region // Seismic Instruments, 2018. V. 54. No. 2, P. 184-198. DOI: 10.3103/S0747923918020020

6. Арефьев С.С. Эпицентральные сейсмологические исследования. М.: Академкнига, 2003. 375 с.

7. Винник Л.П. Эрдуран М., Орешин С.И., Косарев Г.Л., Кутлу Ю.А., Чакир О., Киселев С.Г. Совместное обращение P- и S-приёмных функций и дисперсионных кривых волн Рэлея: результаты для Центрального Анатолийского плато // Физика Земли. 2014. №5. С. 33-43.

УДК 699.841

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗНАЧЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТА ГРУНТА «S» ДЛЯ ГРУНТОВ ТИПА «E» ПО ЕВРОКОДУ 8

Арабидзе В.Г.[1,2], Гогмачадзе С.А.[1,3]

[1]ИГ им. Михаила Нодиа, Тбилиси, Грузия

[2]АУГ, Тбилиси, Грузия

[3]ГАУ, Тбилиси, Грузия

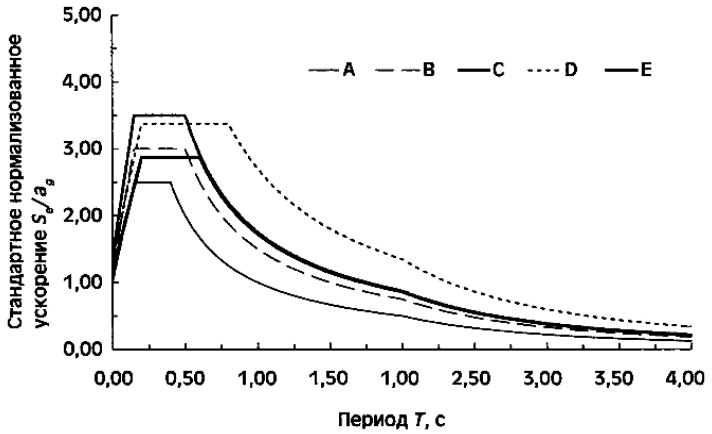
Одним из важнейших вопросов в области сейсмостойкого проектирования и строительства является переход от старых строительных норм (нормы сейсмостойкого проектирования Грузии) к Европейским стандартам EUROCODE и разработка национальных приложений. Среди множества вопросов одним из актуальных является вопрос исследования сейсмических свойств грунтов, классифицированных по ЕВРОКОДУ-8, в частности грунты типа Е.

Как известно скорость распространения поперечных волн не зависит от обводненности грунтов, поэтому значение Vs или V_{S30} будут соответственно одинаковыми при сухих и обводненных грунтах, а упругая реакция, определяемая по параграфу 3.2 Еврокода 8 [1], тоже будет рассчитываться одинаково, если не менять коэффициент «S» грунтовых условий. Анализ данных макросейсмического обследования прошлых землетрясений (Рачинское, 1991 [2], Рача, 2009 [3], Тбилиси 2002 [4] и др.) показывает, что одинаковые по конструктивным видам здания, фундированные на одинаковых сухих или обводненых грунтах, характеризуются разными сейсмическими реакциями. Это, в основном, вызвано большой разницей значений скоростей продольных волн и, соответственно, разницей в сейсмических жесткостях и деформационных свойствах грунтов оснований [5-19].

Таким образом, вопрос актуален и должен учитываться при разработке Национальных приложений в качестве примечании или отдельных ссылок на нормативные документы по сейсмическому микрорайонированию.

Как известно, в Еврокоде-8 для классификации сейсмических характеристик грунтов используются пять основных (A, B, C, D, E) и два дополнительных (S1, S2) типов (таблица 3.1 [1]). Необходимо отметить, что грунты типа Е (грунтовый профиль, состоящий из поверхностного аллювиального слоя с величинами скоростей Vs из грунтов типа С или D и мощностью от 5 м и до 20 м, с подстилающим более жестким материалом с Vs > 800 м/с.), имеют максимальные значения спектральных реакций при первых типах землетрясений (рис. 1. а).

а)



б)

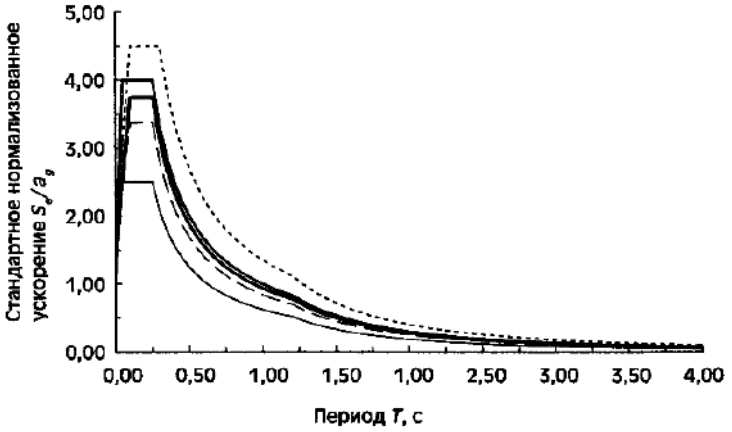


Рис. 1. Упругие спектры реакции для различных типов грунтов по ЕВРОКОДУ 8: а) спектры 1-ого типа; б) спектры 2-ого типа.

Следует отметить, что при некоторых других комбинациях грунтов (например, для грунтов типа D мощностью от 5 м до 20 м и с подстилающим более жестким материалом грунтов типа B со скоростью >700 м/сек), при малых значениях мощностей слабых грунтов имеют место высокие значения V_{S30}.

Например, рассмотрим геологическую модель двухслойной среды с расположенным на поверхности слоем слабого грунта типа D и подстилающим под ним плотным грунтом типа B (рис. 2).

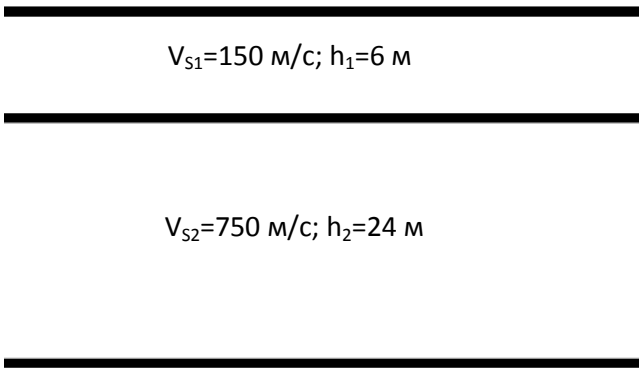


Рис. 2. Модель двухслойной среды (Грунты типа D и B).

Вычислим значение V_{S30} по формуле:

$$v_{s,30} = \frac{30}{\sum_{i=1,N} \frac{h_i}{v_i}}, \quad (1)$$

где, h_i и n_i – соответственно, мощность и скорость распространения поперечных волн i -го слоя. Получим что:

$$V_{S30} = 30 / (6 / 150 + 24 / 750) = 30 / (0.04 + 0.032) = 30 / 0.072 = 416.7 \text{ м/с}$$

Согласно полученному средневзвешенному значению скорости распространения поперечной волны (по Еврокоду-8) грунты должны быть отнесены к типу B и для такого вида грунтов максимальное значение упругого спектра реакции относительно меньше, чем у грунтов типа C, D или E.

В соответствие со строительными нормами: НП 01.01-09 (Грузия), глава 3, пункт 19, таблица 1, примечание 2 [20] и СНиП II-7-81* (Россия) параграф 1.5*, таблица 1*, примечание 1* [21] – «Отнесение площадки к I категории по сейсмическим свойствам допускается при мощности слоя, соответствующего I категории, более 30 м от поверхностной отметки в случае насыпи или планировочной отметки в случае выемки».

В случае неоднородного состава грунта площадка строительства относится к более неблагоприятной категории по сейсмическим свойствам, если в пределах 10-метрового слоя грунта (считая от планировочной отметки) слой, относящийся к этой категории, имеет суммарную толщину более 5 м.

Учитывая вышеизложенное в нашем примере, грунты должны быть отнесены к III категории [1, 2] так как их мощность – более 5 метров, и соответственно, их реакция (учитывая увеличение балльности) будет больше, чем реакция грунтов типа B.

Решение проблемы для указанного примера можно получить с помощью т.н. способа МОВ (многократно отраженных волн), в виде прямой и обратной задачи инженерной сейсмологии.

В частности, рассмотрим общую волновую картину в какой-либо момент времени в соседних упругих слоях двухслойной грунтовой среды, считая эти слои горизонтально за-

легающими, в которых вертикально распространяются незатухающие поперечные волны (рис. 3).

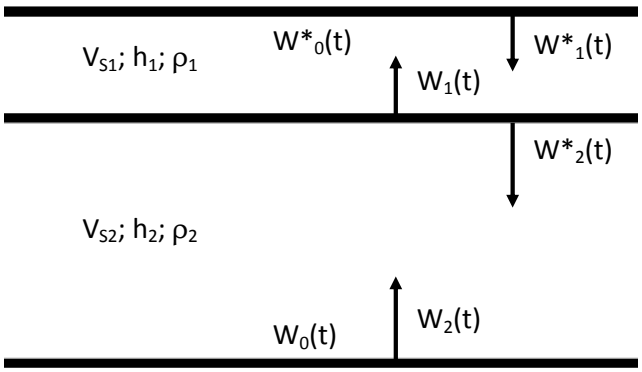


Рис. 3. Общая модель двухслойной грунтовой среды

Волновые функции $W_i(t)$ и $W^*_i(t)$ определяются, как суммы преломленной и отраженной волн:

$$W_i(t) = \alpha_{i+1,i}\, W_{i+1}(t-\tau_{i+1})+\beta_{i,i+1}\, W^*_i(t-\tau_i)$$
$$W^*_i(t) = \alpha_{i-1,i}\, W^*_{i-1}(t-\tau_{i-1})+\beta_{i,i-1}\, W_i(t-\tau_i) \quad (2)$$

здесь: $\alpha_{i+1,i}$, $\alpha_{i-1,i}$, $\beta_{i,i+1}$ и $\beta_{i,i-1}$ соответственно коэффициенты преломления и отражения волн; $\tau_i = h_i / V_{si,}$ при этом сейсмические свойства грунтов аналогичные рассмотренному выше примеру (рис. 2).

В качестве исходной акселерограммы в расчетах была выбрана трехкомпонентная запись землетрясения с магнитудой M= 6.5, произошедшего в г. Фриули 6 мая 1976 года. Анализ был проведен для разных значений мощностей грунтов типа D (от 5м до 20 м). Полученные результаты приведены на рисунках 4, 5.

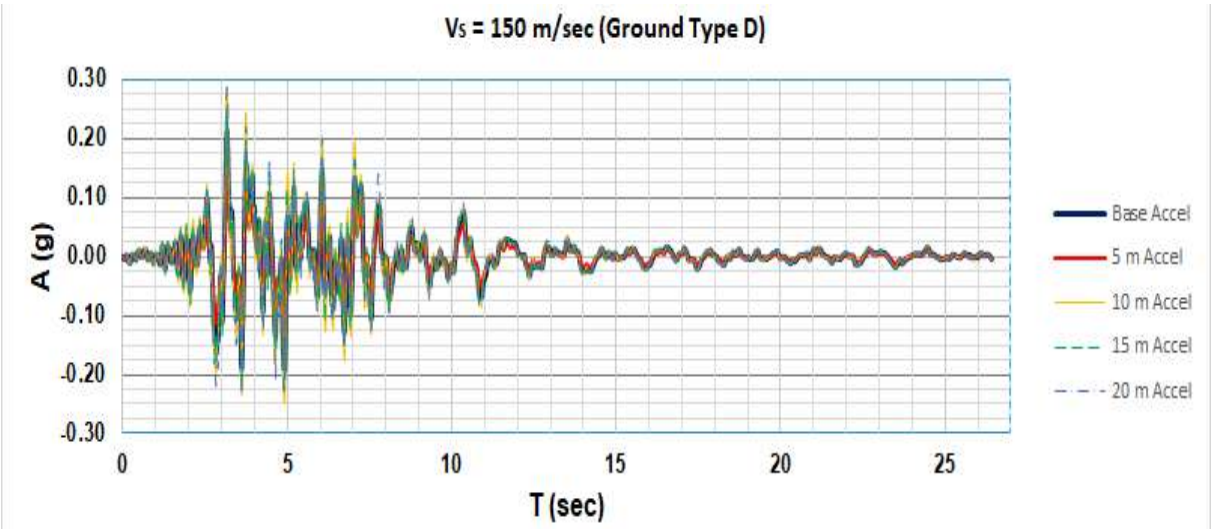


Рис. 4. Исходная и аналитически полученные акселерограммы.

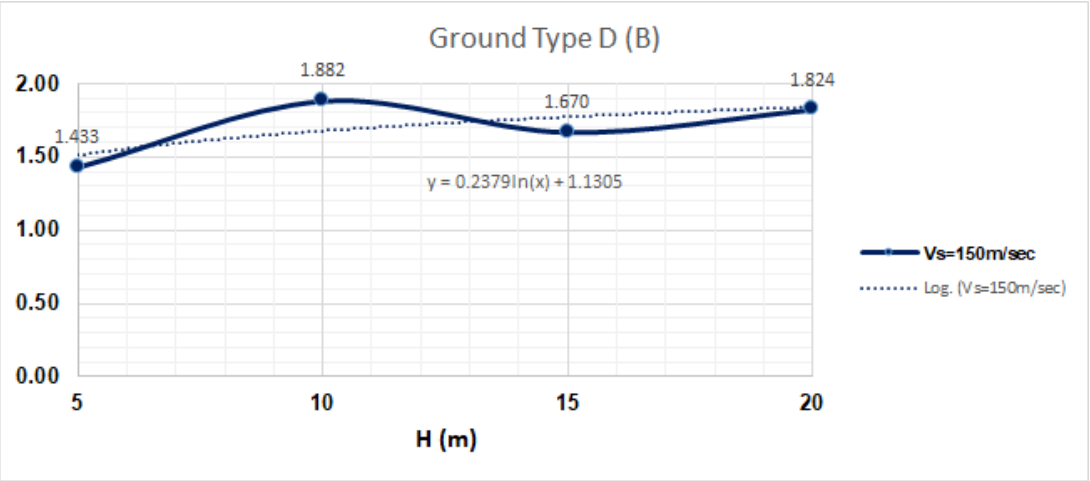


Рис. 5. Коэффициент усиления ускорения

Из графика, приведенного на рис. 5 видно, что значение коэффициента усиления ускорения для приведенного примера, составляет K = 1.43 – 1.88, что гораздо больше, чем коэффициент S для грунтов типа B.

Таким образом, вопрос типизации грунтов по сейсмическим свойствам и адекватная оценка влияния резких изменений динамических характеристик слоев на интенсивность сейсмического воздействия являются актуальными проблемами инженерной сейсмологии и требуют детальной разработки до внесения указанных поправок в Национальные приложения к ЕВРОКОДу – 8.

Литература

1. Eurocode 8: Design of structures for earthquake resistance – Part 1: General rules, seismic actions and rules for buildings.

2. Инженерный анализ последствий Рачинского землетрясения 1991 г. в Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1996. 235 с.

3. Онское Землетрясение 8 сентября 2009 года. Бюро судебной экспертизы им. Левана Самхараули, Тбилиси, 2011. 95 с.

4. Материалы Тбилисского землетрясения 25 апреля 2002 года. Тбилиси: Мермиси, 2005. 268 с.

5. Заалишвили В.Б., Мельков Д.А., Дзеранов Б.В. Особенности динамического поведения грунтов территории г. Владикавказа // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. 2008. № 2. С. 67-71.

6. Заалишвили В.Б., Мельков Д.А., Отинашвили М.Г. Использование метода конечных элементов при оценке сейсмической опасности горных территорий // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. 2008. № 3. С. 49-52.

7. Заалишвили В.Б., Мельков Д.А., Бурдзиева О.Г. Определение сейсмического воздействия на основе конкретной инженерно-сейсмологической ситуации района // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. 2010. № 1. С. 35-39.

8. Заалишвили В.Б., Мельков Д.А., Габеева И.Л., Дзебоев Б.А., Дзеранов Б.В., Кануков А.С., Шепелев В.Д. Сейсмическое микрорайонирование территории г.Владикавказа // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. 2012. № 1. С. 49-58.

9. Заалишвили В.Б., Етирмишли Г., Маммедли Т., Мельков Д.А., Харебов К.С., Шепелев В.Д. Проектные сейсмические воздействия для строительной площадки проектируемой Чири-Юртской ГЭС в Чеченской Республике в виде ансамбля инструментальных акселерограмм и акселерограмм-аналогов // Вестник Академии наук Чеченской Республики. 2014. № 3 (24). С. 86-95.

10. Заалишвили В.Б., Мельков Д.А. К вопросу использования дробных значений величин сейсмической интенсивности и ускорений // Вестник Академии наук Чеченской Республики. 2014. № 4 (25). С. 86-95.

11. Заалишвили В.Б., Мельков Д.А. Спектрально-временные образы сейсмических воздействий на основе эмпирических данных сильных землетрясений // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. 2017. № 70. С. 21-29.

12. Заалишвили В.Б., Реквава П.А., Мельков Д.А. Развитие сейсмостойкого строительства на горных территориях Северной Осетии на основе новой региональной кривой коэффициента динамичности // Устойчивое развитие горных территорий. 2018. Т. 10, № 4 (38). С. 509-517.

13. Заалишвили В.Б., Мельков Д.А., Макиев В.Д. Макросейсмическое проявление сейсмических событий, обусловленное влиянием грунтовых условий и формирование карт сейсмического микрорайонирования // Геология и геофизика Юга России. 2018. № 1. С. 48-55.

14. Заалишвили В.Б., Мельков Д.А., Макиев В.Д. Макросейсмическое проявление сейсмических событий различной интенсивности на территории г. Владикавказ // Грозненский естественнонаучный бюллетень. 2018. Т. 3, № 6 (14). С. 10-21.

15. Заалишвили В.Б., Мельков Д.А., Дзеранов Б.В. Влияние величины мощности грунтовой толщи на сейсмический эффект землетрясения // Грозненский естественнонаучный бюллетень. 2018. Т. 3, № 6 (14). С. 22-32.

16. Мельков Д.А., Кануков А.С., Макиев В.Д., Габараев А.Ф. Статистические особенности приращений сейсмической интенсивности, рассчитываемых по записям слабых землетрясений // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. 2018. №2 (73). С. 34-43.

17. Zaalishvili V.B., Melkov D.A., Kanukov A.S., Dzeranov B.V. Spectral-temporal features of seismic loadings on the basis of strong motion wavelet database // International Journal of GEOMATE. 2016. Т. 10. № 1. P. 1656-1661.

18. Zaalishvili V.B., Melkov D.A., Kanukov A.S., Dzeranov B.V., Shepelev V.D. Application of microseismic and calculational techniques in engineering-geological zonation // International Journal of GEOMATE. 2016. Т. 10. № 1. P. 1670-1674.

19. Zaalishvili V.B., Melkov D.A., Gabeeva I.L., Makiev V.D., Kanukov A.S., Gabaraev A.F., Morozov F.S., Tuaev G.E. Macroseismic manifestation of seismic events of different intensity on territory of Vladikakaz // Proceedings of the VIII Science and Technology Conference "Contemporary Issues of Geology, Geophysics and Geo-ecology of the North Caucasus" (CIGGG 2018) Сер. "Advances in Engineering Research" 2019. P. 332-337.

20. НП 01.01-09 Сейсмостойкое строительство (Нормы проектирования Грузии).

21. Строительство в сейсмических районах. Нормы проектирования. СНиП II – 7-81*. М., 2000.

УДК 2507.01

АНАЛИЗ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ В ПЕРИОД ДО И ПОСЛЕ ШАМАХИНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ (2018-2019 гг.)

Багиров Э.М., Исмаилова А.Т.

РЦСС НАНА, Баку, Азербайджан

Аннотация. Рассмотрены проблемы изучения сейсмичности Исмаиллы-Шамахинской зоны с целью выявления особенностей проявления землетрясений и оценки степени их потенциальной сейсмической опасности, а также целесообразности проведения гравиметрических исследований для прогнозирования сейсмического процесса.

Шамахинская зона входит в число наиболее опасных сейсмических регионов республики. За последние 30 лет стационарной сетью сейсмических станций в Исмаиллы-Шамахинской сейсмической зоне зарегистрировано более тысячи землетрясений разных энергетических классов. Произошедшие сейсмические события убеждают в важности проблемы изучения сейсмичности Исмаиллы-Шамахинской зоны с целью выявления особенностей проявления землетрясений и оценки степени их потенциальной сейсмической опасности, а также в целесообразности проведения геофизических исследований для прогнозирования сейсмического процесса. Поэтому не случаен был интерес к данному региону многих научно – исследовательских коллективов. Исходя из этого, ежегодно проводятся исследовательские работы в ранее созданном Шеки-Шамахинском геодинамическом полигоне, куда и входит данная зона. Полигон имеет перепад ускорения силы тяжести около 20-30 мГал. Пункты наблюдений заложены на расстоянии 10-12 км. Протяженность секции около 120 км.

Для выполнения работ по изучению неприливных вариаций ускорения силы тяжести были использованы гравиметры AutoGrav CG-5, которые способны в полевых условиях обеспечивать наибольшую точность измерений при наблюдениях. Для прогнозирования степени сейсмической опасности катастрофических землетрясений представляют несомненный интерес не только результаты инструментальных наблюдений, но и оценка потенциально возможной энергии землетрясения для данной области, его магнитуды и интенсивности, а также, радиуса действия землетрясения на гравиметрические (Δg) параметры. Качественное рассмотрение материалов полевых наблюдений, полученных в период Шамахинского землетрясения, выявило аномальные проявления в гравитационных полях. Изменения, которые закономерно регистрировались перед основным землетрясением, и по сумме событий проинтерпретированы как явные предвестники землетрясения были использованы при построении карты изоаномалий (рис.1), модели спектрального анализа (рис.2) и 3D (рис.3) гравитационного поля геодинамического полигона.

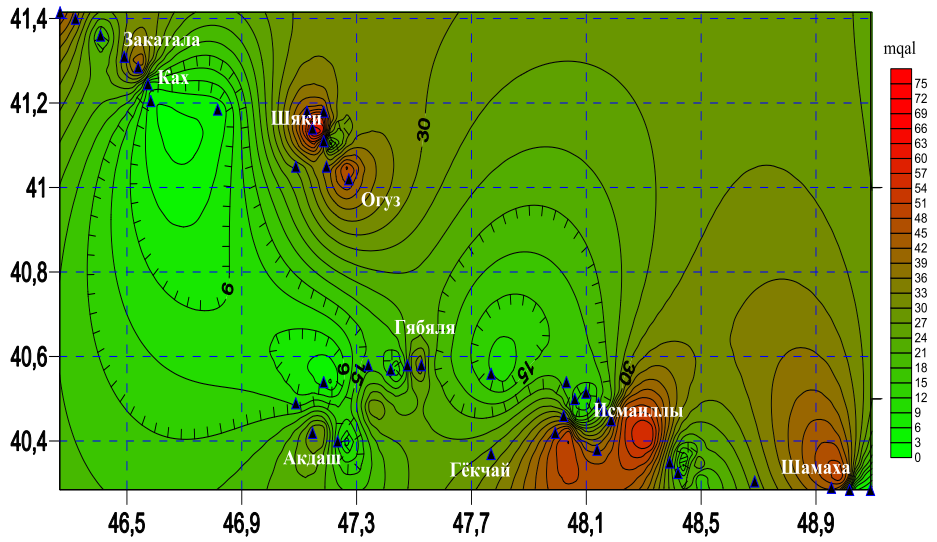


Рис. 1. Карта изоаномалий гравитационного поля Шеки-Шамахинского полигона до землетрясения (ноябрь 2018 г.)

Подводя предварительные итоги изменения геофизических параметров, условно отнесенных к первому типу, в период повышенной сейсмической активности, можно засвидетельствовать их тесную взаимосвязь с сейсмическими событиями. Качественно такая связь не вызывает сомнений и поэтому они интерпретируются как предвестники землетрясений.

Связь выявленных аномалий с землетрясениями проявляется не столь явно, так как существует множество внешних причин, которые могут вызвать эти изменения. Тем не менее, в рамках поставленных задач поиска предвестников землетрясений, качественный анализ данных изменений, которые могут быть связаны с процессами подготовки землетрясения, не лишен смысла.

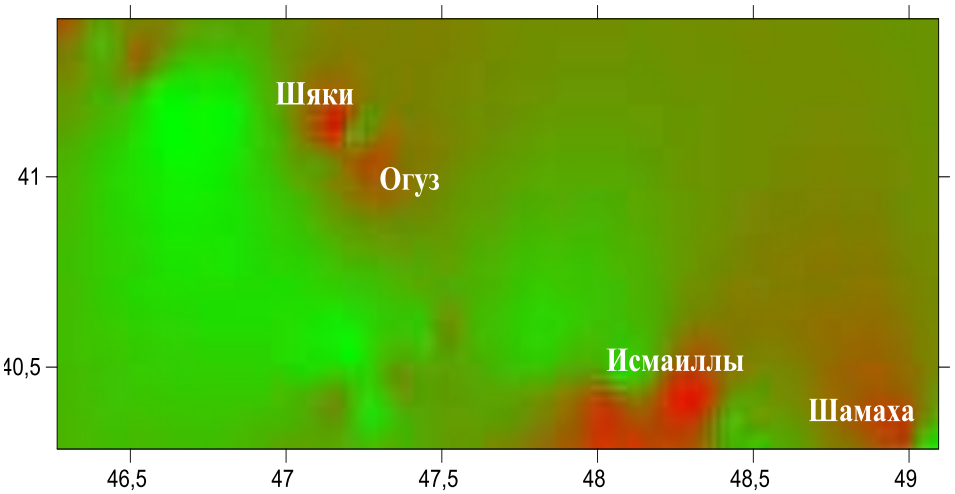


Рис. 2. Модель спектрального анализа гравитационного поля Шеки-Шамахинского полигона (ноябрь 2018 г.)

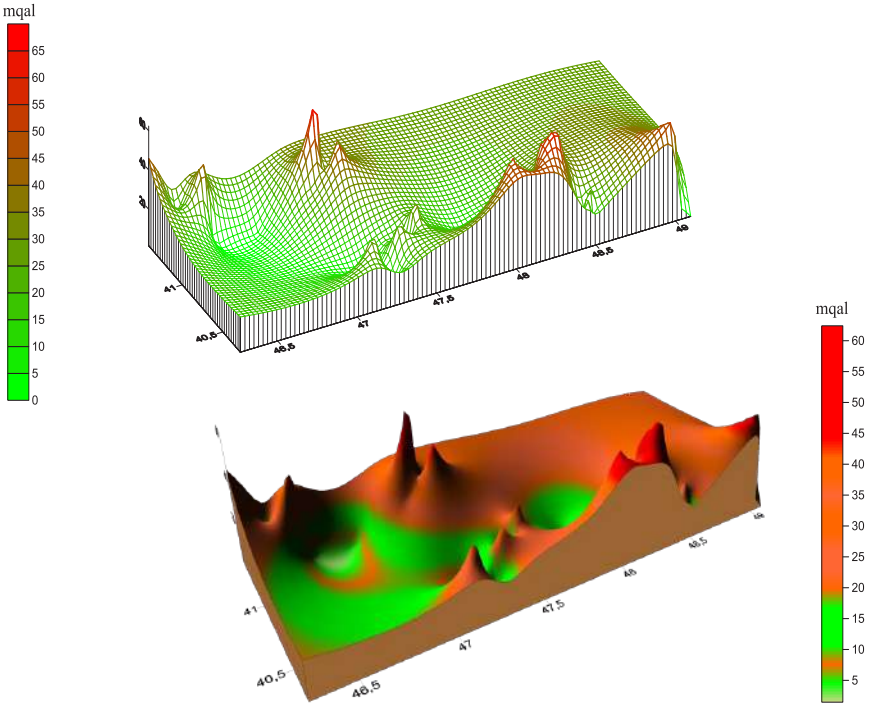


Рис. 3. Модели 3D гравитационного поля Шеки-Шамахинского полигона (ноябрь 2018 г.)

Рассмотрение и анализ результатов вариаций гравиметрических полей, сопоставление этих данных с сейсмичностью и геодинамикой позволили установить преимущественный возмущающий геофизические параметры фактор, которым может быть тектонический процесс, общий для всей переходной зоны и обусловленный активными разломами Исмаиллы-Шамахинской сейсмоактивной зоны.

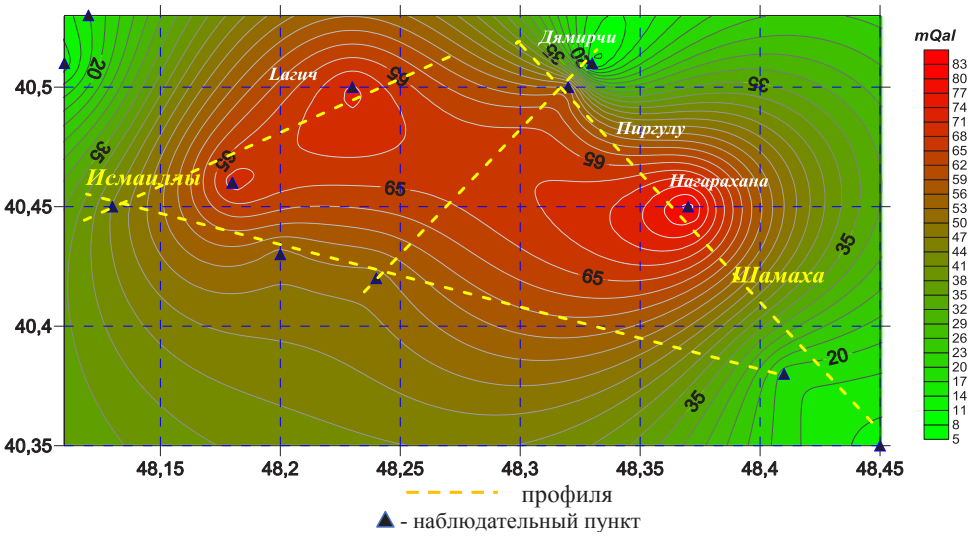


Рис. 4. Карта изоаномалий гравитационного поля Исмаиллы-Шамахинского полигона после землетрясения (февраль 2019 г.)

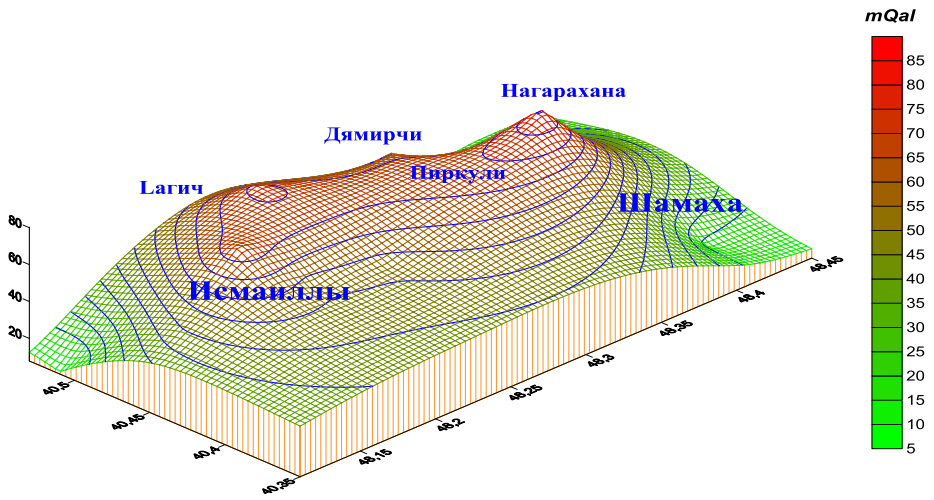


Рис. 5. Модель 3D гравитационного поля Исмаиллы-Шамахинского полигона после землетрясения (февраль 2019 г.)

Рассмотрение материалов научно-исследовательских работ и проведенные оценки энергетического баланса геофизических полей предвестников в период Шамахинского землетрясения позволяют сделать следующие выводы:

- На территории Шамахинской зоны выявлены аномальные изменения геофизических полей и получена количественная информация по деформациям земной поверхности в период проявления землетрясения 05 февраля 2019 года, позволяющая интерпретировать их как предвестники землетрясения.

- Систематизация аномальных эффектов в гравитационных полях показала принадлежность их к единому региональному сейсмотектоническому процессу.

Литература

1. Немцов Л.Д. Способ расчёта модельного гравитационного влияния пологих структурных форм // Труды НИИНП.1962.

2. Успенский Д.Г. Гравиразведка. М.: Недра,1968. 331 с.

3. Федынский В.В. Разведочная геофизика. М.: Недра,1967. 662 с.

4. Михайлов А.А. Первая попытка измерить приливные силы. Гравиметрические опыты Ломоносова // Природа. 1965. №10.

5. Андреев Б.А. Геологическое истолкование гравитационных аномалий.

6. Клушин И.Г. Гостоптехиздпт. 1962.

УДК 550.9

КЛАСТЕРИЗАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ АНАПСКО-ГЕЛЕНДЖИКСКОГО УЧАСТКА

Бондаренко Н.А., Любимова Т.В., Любченко И.Ю.

КубГУ, Краснодар, Россия

Начало систематического изучения вопросов сейсмичности Кавказа относится к середине 30-х годов 20 в. Многие исследователи с разных позиций производили сопоставление тектонических и сейсмических данных, устанавливали существование палеосейсмодислокаций и пр. [3, 11, 5, 6, 9]. В настоящее время планомерные работы по оценке геодинамической активности на шельфе Азово-Черноморского бассейна проводятся ГНЦ ФГУГП «Южморгеология» на специализированном сейсмологическом полигоне с регулярной локальной сетью сейсмических станций [8].

Тектонические структуры играют значительную роль в распределении сейсмических свойств геологической среды [4]. Выявление «геологических критериев сейсмичности» получило свое развитие в сейсмотектоническом методе, который учитывает взаимосвязь между единством происхождения и строения однотипных структур и характеристиками очага, и магнитудой землетрясений. Приуроченность очагов землетрясений к участкам пересечения сейсмогенерирующих структур определяется методом сейсмоактивных узлов. Предполагается, что данные структуры явно выражаются в рельефе и могут быть выделены в качестве линеаментов при морфоструктурном анализе и дешифрировании космоаэрофотоснимков. Таким образом, параллельно используется несколько методов, однако существуют противоречия в идентификации зон возникновения очагов землетрясений. Сейсмотектонический метод подразумевает, что сильное землетрясение может возникнуть в любой части сейсмогенерирующей структуры, но преимущественно в «окнах» между предшествующими. Метод сейсмоактивных узлов, напротив, предполагает возникновение сильных землетрясений только в определенных участках – в «узлах».

Для северо-западного Кавказа отмечается концентрация эпицентров землетрясений в двух крупных сейсмоактивных зонах: Сочинской и Анапско-Геленджикской и практически полное отсутствие сейсмических проявлений в центральной «асейсмичной» области, разделяющей данные зоны [1, 3, 5, 7, 11]. В ходе проведенных сейсмотектонических исследований в пределах Анапско-Геленджикского участка авторами была составлена карта современной сейсмичности (рис. 1). При визуальном анализе полученной картины распределения сейсмических событий наблюдается группирование их эпицентров вдоль прямолинейных отрезков, которые справедливо будет назвать сейсмолинеаментами. Схожие линеаменты были выделены в качестве сейсмогенерирующих структур ещё Б.В. Сениным [10]. Участки пересечения линеаментов он выделял в качестве сейсмоактивных узлов – мест концентрации землетрясений с наибольшей интенсивностью и повторяемостью.

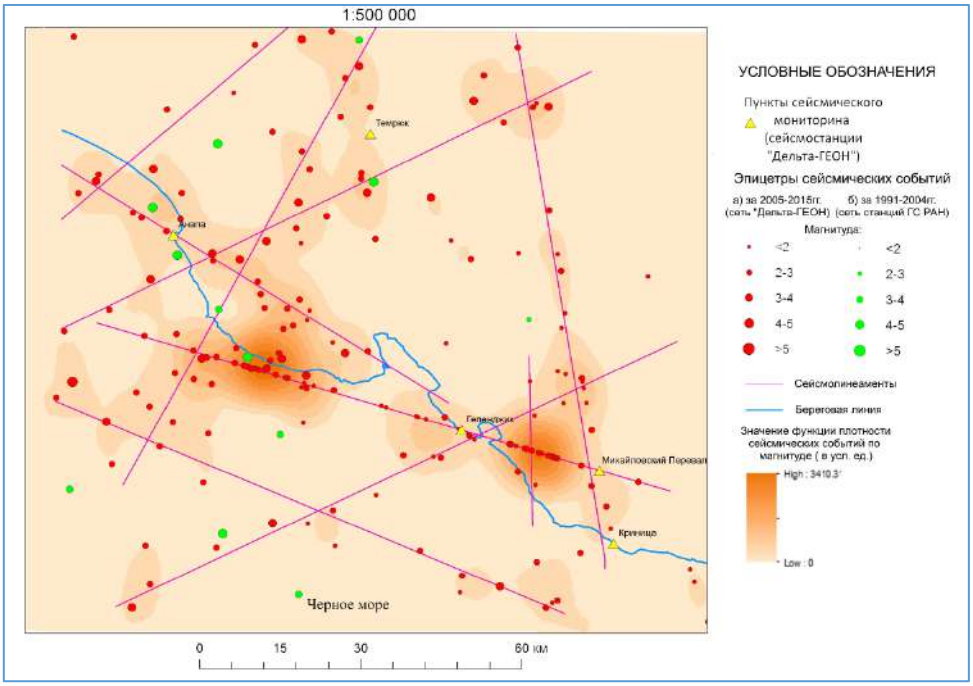


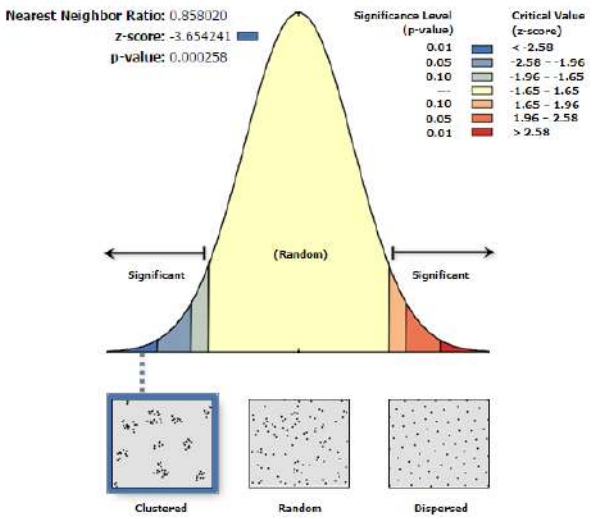
Рис. 1. Карта современной сейсмической активности Анапско-Геленджикского участка

Тем не менее, полученные нами данные свидетельствуют о практически непрерывном распределении эпицентров сейсмособытий вдоль линеаментов. Участки, лежащие между линеаментами, являются практически асейсмичными. Анализ глубин возникновения очагов показал, что на одной линии непосредственно соседствуют друг с другом сейсмические события широкого диапазона глубин: от 0 до 90 км. Такое распределение сейсмических событий говорит о субвертикальном характере инициирующих их структур.

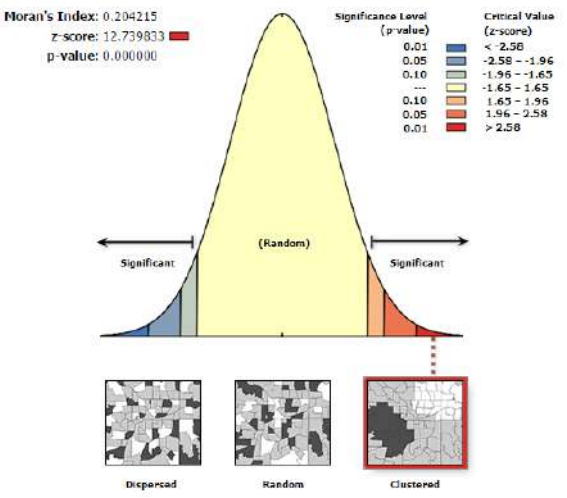
Для установления сейсмогенерирующих структур, обуславливающих, в частности, выделенные сейсмолинеаменты, были построены карты сопоставления современной сейсмичности с разрывными структурами новейшего и доновейшего заложения. Было установлено, что дизьюнктивы позднегеосинклинального структурного плана отличаются в настоящее время низкой сейсмической активностью, за исключением наиболее крупных Ахтырского и Восточно-Абинского разломов. Новейшие разрывы наоборот проявляют большую активность. Так, Криницко-Троицкий сейсмолинеамент полностью попадает в Геленджикскую поперечную флексурно-разрывную зону, в пределах которой также локализуются Догуабский и Краснощельский новейшие сбросы. Сейсмические события, приуроченные к данной зоне, принадлежат к низкому энергетическому классу и имеют среднюю магнитуду 2,3 в широком интервале глубин: от 0,8 до 90,2 км. Наблюдается повышенная плотность сейсмических проявлений, в особенности в местах пересечения данной зоны с Утришско-Геленджикским линеаментом и Ахтырской флексурно-разрывной зоной. Новороссийско-Крымская поперечная зона характеризуется умеренной сейсмической активностью (M=1,8–2,9), плотность сейсмических проявлений на уровне фоновой. В пределах зоны локализуются

многочисленные новейшие флексуры и разрывы антикавказской ориентировки: Кабардинский, Яшамбайский, Абинский. Наибольшей активностью отличаются Анапская и Джигинская поперечные зоны. Они характеризуются повышенной плотностью сейсмических проявлений и магнитудами в интервале от 2,1 до 4,3 (землетрясение 05.10.2007). Новейшие структуры представлены здесь Анапской и Султановской флексурами. Природа Утришско-Геленджикского линеамента не ясна. Он образует два относительно самостоятельных участка сгущения сейсмособытий в районе полуострова Абрау и в районе Толстого мыса. Первый характеризуется диапазоном магнитуд от 2,1 до 3,3, второй – от 1,7 до 2,3. Глубина очагов значительно варьирует. В плане данный линеамент соответствует выделенному Е.Е. Милановским желобу Абрау [2].

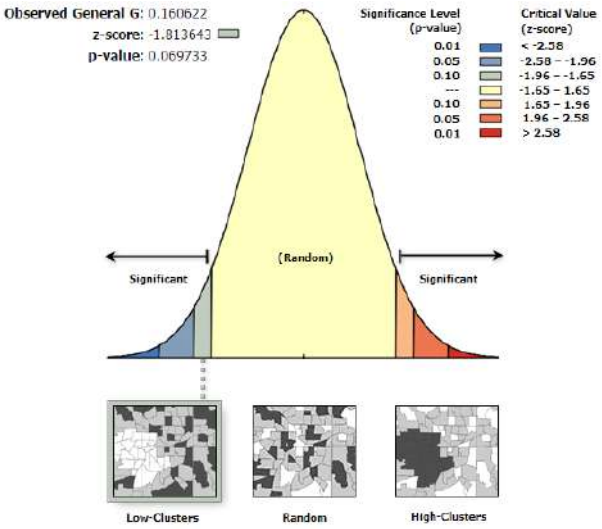
По результатам линеаментного анализа космоснимков была составлена карта рельефообразующих линеаментов. Экспериментально было установлено, что для исследуемого Анапско-Геленджикского участка наибольшей информативностью (соответствие выделенных линеаментов элементам рельефа и тектоническим структурам при заданном уровне детализации) обладают прошедшие процедуру паншарпенинга снимки спектральных каналов ближнего инфракрасного диапазона (B5–B7) и дальнего инфракрасного диапазона (B10–B11). По заданным линеаментам был составлен растр их плотности, отражающий значение длины линеаментов на единицу площади карты (км/км^2). Полученная картина распределения плотностей позволяет выделить участки сгущения линеаментов вдоль Маркотхского хребта и вдоль береговых хребтов. Поперечные зоны и очаги активизации сейсмических процессов на данной карте не проявлены. Повышенная плотность в большей степени соответствует вертикальной и горизонтальной расчлененности рельефа, нежели тектоническим структурам.



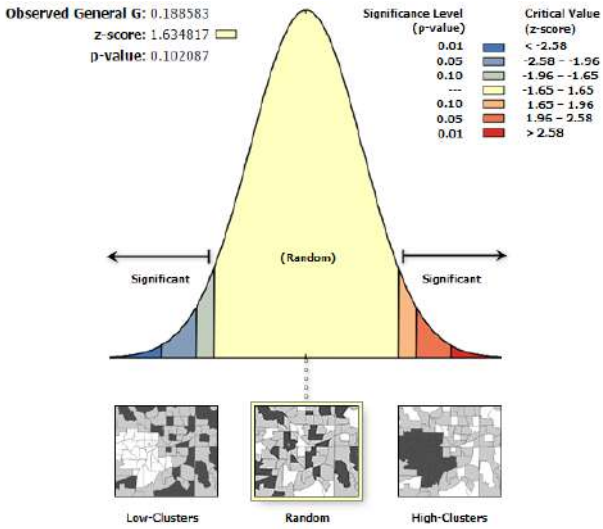
Результат расчета индекса среднего ближайшего соседства



Результат расчета общего индекса Морана по магнитуде сейсмических событий



Результат расчета индекса Геттиса-Орда по магнитуде сейсмических событий



Результат расчёта индекса Геттиса-Орда по глубине сейсмических событий

Рис. 2. Результаты пространственно-статистического анализа

В ходе исследований пространственно-статистических закономерностей были рассчитаны индекс среднего ближайшего соседства, общие индексы Морана и Геттиса-Орда для значений магнитуды и глубины. Результат анализа среднего ближайшего соседства по эпицентрам сейсмических событий показал значение Z-оценки, равное -3.654 от величины стандартного отклонения, что говорит о вероятности случайного распределения точек, составляющей менее 1%. Таким образом, в распределении эпицентров сейсмических событий на данной территории наблюдается ярко-выраженная кластеризация.

Общий индекс Морана, рассчитанный по магнитуде составляет 0,204 и характеризуется Z-оценкой 12,74, что говорит об однозначной зависимости между магнитудой событий и степенью их кластеризации. Индекс Геттиса-Орда равен 0,16 при значении Zоценки -1,81 и уровне значимости (рзначение) 0,06, что говорит о кластеризации в пределах исследуемого участка сейсмособытий с низкими значениями магнитуд.

Общий индекс Морана, рассчитанный по глубине очага составляет 0,078 при значении Zоценки, равном 5,15, что указывает на общую кластеризацию сейсмособытий с близкими значениями глубин. Однако, значение индекса Геттиса-Орда, равное 0,188 при значении Zоценки 1,63 и уровне значимости, равном 0,1, говорит о случайном распределении сейсмособытий по глубине. Таким образом, в рамках кластера, каким, к примеру, может являться сейсмолинеамент, наблюдается близкое соседство сейсмособытий со значительной разницей глубин, о чем упоминалось выше.

По результатам пространственной статистики была построена карта «горячих и холодных точек», очагов сейсмических событий, обладающих повышенными или пониженными значениями магнитуд, относительно их окрестности (рис. 3).

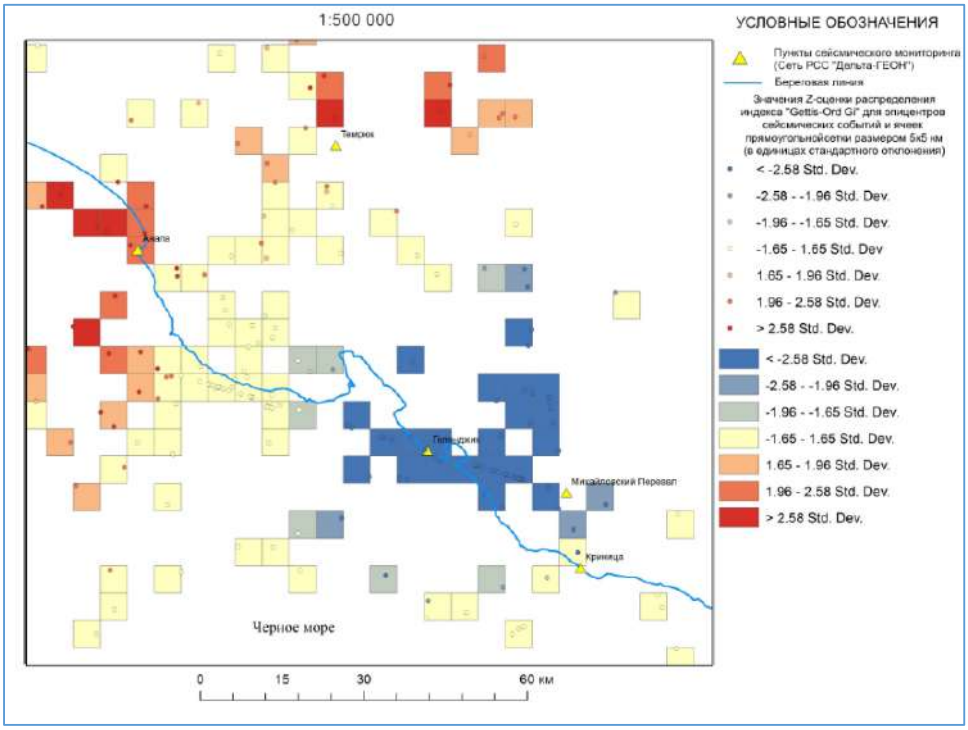


Рис. 3. Карта «горячих и холодных точек» Анапско-Геленджикского участка

Визуальный анализ данной карты позволяет заметить увеличение интенсивности сейсмической активности с востока на запад, от г. Геленджика к г. Анапа. Наиболее высокие значения получены в районах г. Анапа, г. Темрюк и пос. Троицкий, что дает основания выделять их в качестве сейсмоактивных узлов. Также следует отметить концентрацию сейсмических событий низкого энергетического класса, расположенную восточнее г. Геленджик.

Таким образом, построение пространственно-статистических моделей по различным критериям позволило установить кластеризацию сейсмических событий Анапско-Геленджикского участка по значению магнитуд, причем установлена кластеризация точек с низкими значениями. Данные кластеры соответствуют в большей степени линейным сейсмогенерирующим структурам, а не морфоузлам.

Полученные результаты могут послужить основой для опережающих инженерно-геотектонических исследований при детальном сейсмическом районировании, планировании территорий и градостроительстве, а также проведении инженерно-геологических изысканий под объекты повышенного уровня ответственности.

Литература

1. Ананьин И.В. Сейсмичность Северного Кавказа. М.: Наука, 1977. 149 с.
2. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 437с.
3. Несмеянов С.А. Инженерная геотектоника. М.: Наука, 2004. 780 с.
4. Несмеянов С.А. Инженерная геотектоника. М.: Наука, 2004. 780 с.

5. Овсюченко А.Н. Сейсмотектоника и элементы современной геодинамики Северо-Западного Кавказа по данным палеосейсмогеологических исследований: дис.... канд. геол.-минерал. наук: 25.00.03. М.: ИФЗ РАН, 2006. 173 с.

6. Островский А.Б. Палеосейсмотектонические дислокации на Черноморском побережье Северо-Западного Кавказа в связи с оценкой современной сейсмической опасности этой территории // Комплексные исследования Черноморской впадины. М.: Наука, 1970. С. 46-58.

7. Отчет по подготовке к изданию листов L-37- XIX, XXV, XXXIII, XXIV Госгеолкарты РФ масштаба 1:200 000 / ФГУП Кавказгеолсъемка; рук. Корсаков С.Г.; исполн.: Корсаков С.Г., Семенуха И.Н., Андреев В.М. Ессентуки, 2002. 374 с.

8. Осуществление государственного мониторинга состояния геологической среды прибрежно-шельфовой зоны Азово-Черноморского и Каспийского бассейнов РФ / Отчёт по государственному контракту от 07.06.2008 № 28/01/60-2. ГНЦ ФГУГП Южморгеология; отв. исп. Шендеров В.Н. Геленджик, 2010. Т.1 232 с.

9. Попков В.И. Крицкая О.Ю., Остапенко А.А., Быхалова О.Н. Результаты изучения палеосейсмотектонических деформаций и оползневых процессов на территории государственного природного заповедника «Утриш» (Северо-Западный Кавказ) // Геология, география и глобальная энергия. 2015. № 4. С. 47-58.

10. Сенин Б.В. Тектогенез как возможный синенергетический прогресс /В сб. Системный подход в геологии (тектонические и прикладные аспекты). М.: МИНГ, 1989. С. 12-13.

11. Хромовских В.С., Солоненко В.П., Семенов Р.М., Жилкин В.М. Палеосейсмогеология Большого Кавказа. М.: Наука, 1979. 188 с.

УДК 550.34

ФРАКТАЛЬНОСТЬ СЛАБОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ

Геодакян Э.Г., Оганнисян А.Л., Саакян Б.В.

ИГИС НАН РА, Гюмри, Армения

Изучение сейсмичности является одним из важных направлений сейсмологии и служит основой для решения широкого круга сейсмологических задач, направленных на оценки сейсмической опасности, риска и прогноза землетрясений. Для изучения сейсмичности, в зависимости от решаемой задачи, применяются различные методы математической статистики, позволяющие на качественных и количественных уровнях определить ее пространственно-временно-энергетическое распределение по исследуемой территории. В фундаментальных работах М.А. Садовского показано, что сейсмичность, как и геологическая среда, имеет сложную иерархическую структуру и существует взаимосвязь между расположением геоблоков и сейсмических очагов [1, 2]. На этой основе в настоящее время разработана и широко применяется энерго-пространственно-временная фрактально-решетчатая модель сейсмогенеза [4]. Эта универсальная методика позволяет рассматривать пространственно–энергетическую иерархическую структуру сейсмичности, как на региональном, так и на локальном уровнях.

В настоящей работе поставлена цель, выявить пространственно-энергетическую иерархическую структуру слабой сейсмичности центральной части Армении.

Эти исследования являются крайне актуальной, научно-прикладной задачей, направленной на детальное изучение сейсмичности этой густонаселенной территории, где расположены основные ответственные объекты и стратегически важные сооружения республики. Наличие этих факторов послужило основой для организации в 80-х годах прошлого века в сейсмоактивном районе Араратского сейсмопрогностического полигона с геофизической обсерваторией, где начали осуществляться комплексные сейсмологические, геофизические, геологические, геодинамические и геохимические наблюдения с целью выявления различных предвестников землетрясений.

Для наших исследований была выбрана территория этого полигона, ограниченная географическими координатами $\varphi = 39.30^0 – 40.7^0$N, $\lambda = 43.85 – 45.25^0$E. По этой территории на основе сбора, анализа и систематизации инструментальных данных основных параметров землетрясений, приведенных в различных мировых, региональных и республиканских каталогах, был составлен сводный электронный каталог землетрясений за период с 1962 по 2016 гг., состоящий более чем из 1800 сейсмических событий [6, 8]. Пространственное распределение эпицентров этих сейсмических событий представлено на карте (рис. 1).

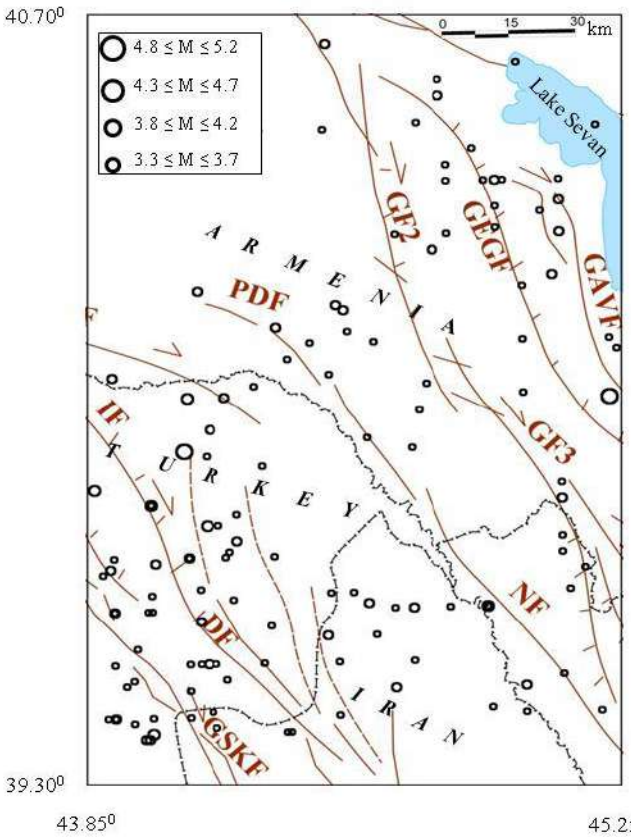


Рис. 1. Карта пространственного распределения эпицентров землетрясений и сетей активных разломов

Детальная разработка иерархической пространственно-энергетической структуры сейсмичности этой территории позволяет проследить ход сейсмического режима в этих сложных структурах, выявить возможные аномальные проявления различных количественных параметров сейсмического режима, а также дает возможность наиболее оптимально организовать в этих структурах комплексные геофизические, геодинамические и геохимические пункты наблюдений.

Осуществление поставленной цели исследования проводилось в два этапа.

На первом этапе определялась энергетическая характеристика фрактальности по методике, приведенной в работе [5]. Согласно этой методике, для определения размеров областей , ответственных за энергетический потенциал землетрясений, рассматривается пространственное распределение очагов землетрясений в интервале магнитуд с шагом 0,5 так называемое «динамическое квантирование» [4]. Выбор этого шага обосновывается тем, что фрактально-решетчатая модель представляет собой иерархическую упорядоченную трехмерную тетрагональную решетку, разделяющую энергоемкую геофизическую среду на блоки. Энергоемкость каждого блока позволяет накопить 1 предельный сейсмический потенциал (M_{max}) в центре каждого тетроида (с размером) или 8 сейсмических событий с

потенциалом m=M_{max}-0,5 на ее вершинах. На следующем иерархическом уровне каждое из этих 8 сейсмических событий становится максимальным сейсмическим потенциалом для тетроида с размером $l_i = \frac{l}{2}$ и таким образом, процесс разбиения продолжается. В результате получается, что при шаге 0,5 от единицы магнитуды, кратность шага масштабного подобия (D) равна 2 [4]. На основе всего вышеизложенного, исследуемая территория нами была принята как единый блок с размером l=140x140км. Для оценки максимального сейсмического потенциала (M_{max}) и представительной магнитуды землетрясений ($M_{пор}$) исследуемого района был построен график повторяемости землетрясений с 1962 г. по настоящее время, согласно которому получаются следующие значения – M_{max}=5.5, $M_{пор}$=2.5. (рис. 2).

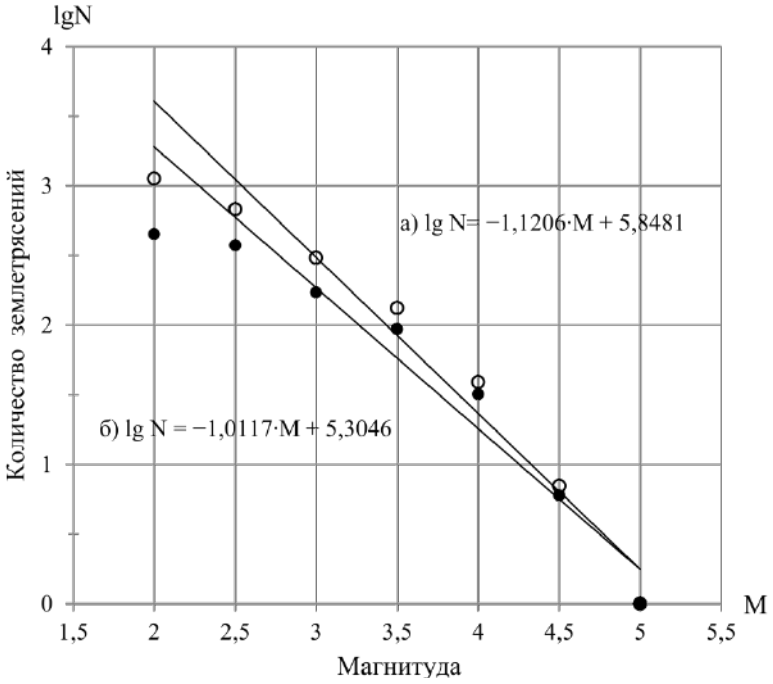


Рис. 2. График повторяемости землетрясений, полученный двумя методами (кумулятивным (a) и дробным (b))

Согласно графику повторяемости и учитывая шаг динамического квантирования 0.5, по энергетической классификации получаются 5 иерархических уровней (5÷4.5, 4.5÷4, 4÷3.5, 3.5÷3, 3÷2.5).

На втором этапе для вычисления пространственной фрактальности распределения эпицентров исследования проводились клеточным методом [9, 10, 11]. В основе этого метода лежит принцип разбиения исследуемой территории на множество ячеек или клеток соответственно для каждого энергетического уровня по формуле

$$N_i \sim L_i^{-D} \quad (1)$$

где: L_i − размер клеток соответствующий каждому иерархическому энергетическому уровню,

N_i – количство заполненных клеток для каждого энергетического уровня,

D – коэффициент самоподобия [3] и фрактальная размерность пространственного распределения.

Рассчитывается количество клеток, в которые попадает хотя бы один эпицентр землетрясения.

Учитывая, что размер (L/16 = 8.75 км) блока 5-ого уровня по своей величине меньше точности определения координат эпицентра, этот уровень нами не рассматривается.

На основе этих данных построена функция количества заполненных клеток в зависимости от размера L_i (рис. 3).

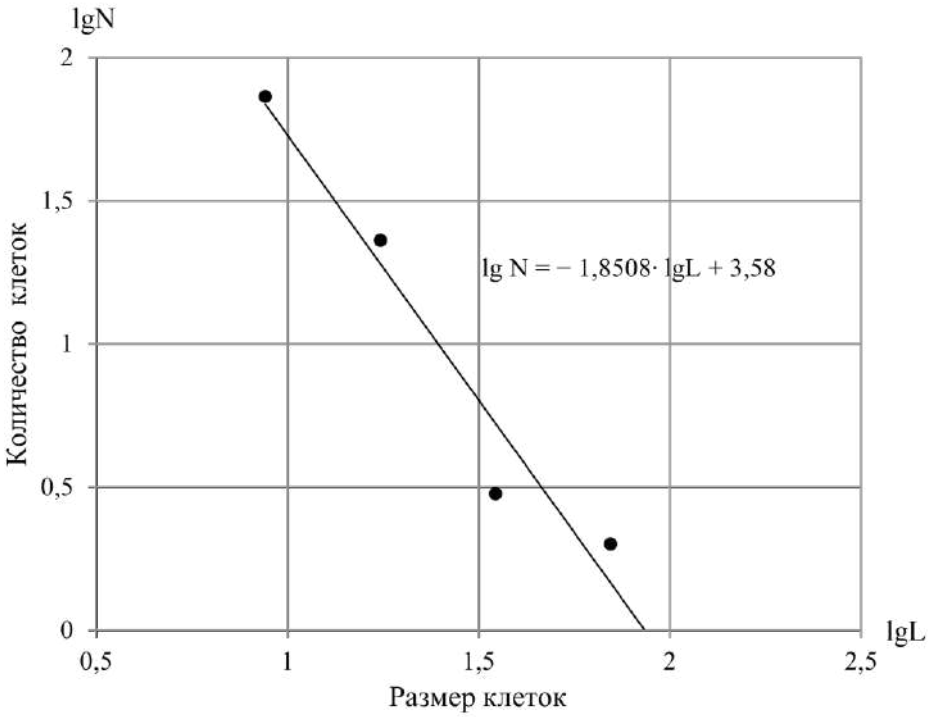


Рис. 3. Фрактальная размерность пространственного распределения

Рассчитаны количественные значения фрактальной размерности D_e=1.85 ± 0.15.

Для выявления иерархической структуры слабой сейсмичности исследуемой территории исходные данные магнитуд классифицировались по величине ± 0.2, и на их основе построены карты пространственного распределения эпицентров для каждого энергетического уровня (рис. 4).

Анализ карт показывает, что на первом энергетическом уровне с магнитудным диапазоном M=5±0,2 (рис. 4а) выделяются 2 заполненные клетки, расположенные в северо-западной и юго-восточной частях территории. В этих зонах расположены очаги уже произошедших Игдирского (M=5,2; 1962 г.) и Мартунийского (M=5; 1992 г.) землетрясений.

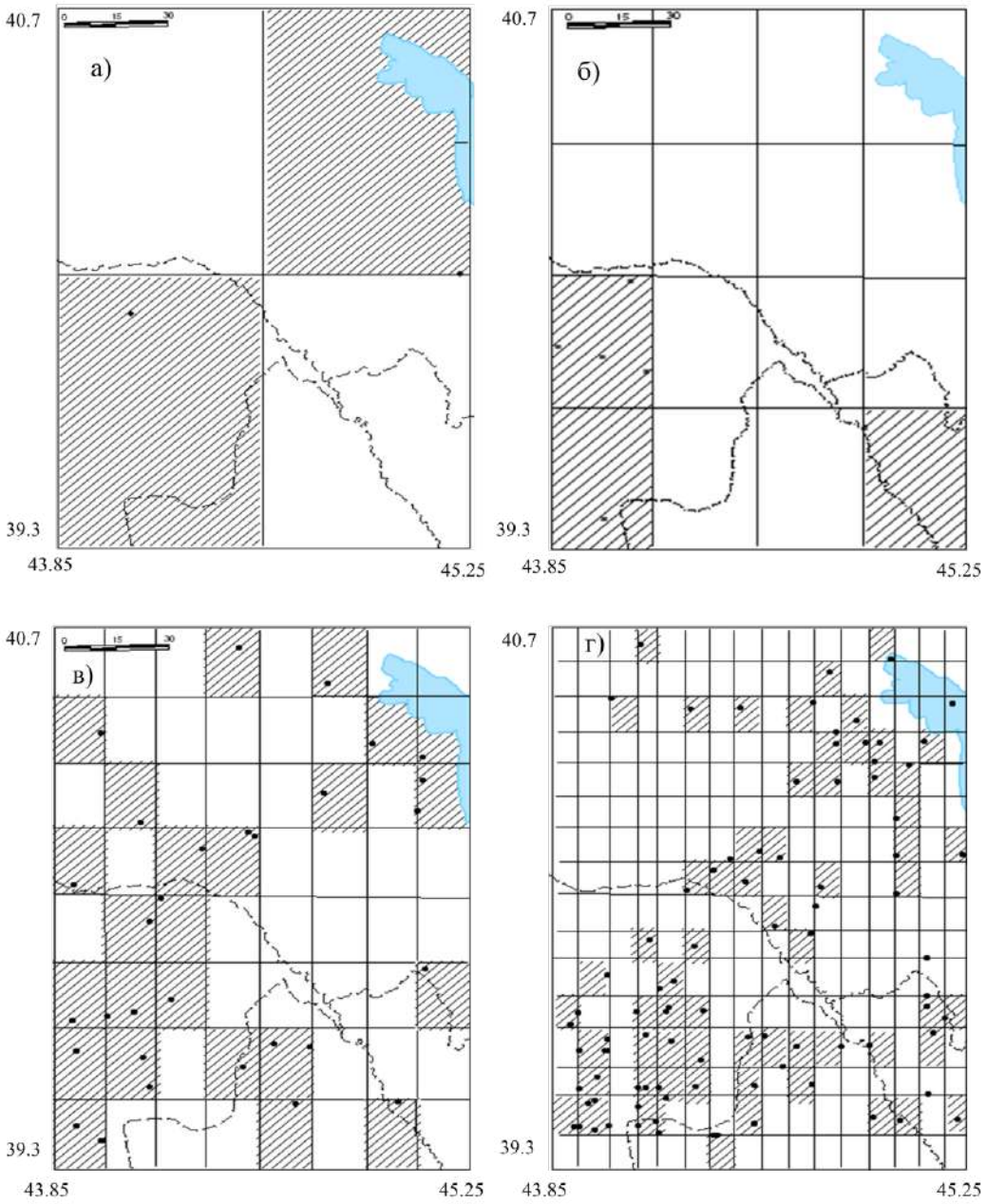


Рис. 4. Пространственное распределение заполненных клеток для каждого иерархического-энергетического уровня:
а)M_{max}=5÷4.5; б) M_{max}=4.5÷4; в) M_{max}=4÷3.5; г) M_{max}=3.5÷3

На втором иерархическом уровне с возможной магнитудой M=4,5±0,2 (рис. 4б) выделяются 3 области расположенные в южной части исследуемой территории, 2 из которых совпадают с областью, выделенной на первом иерархическом уровне, а 3-я является их юго-восточным продолжением.

В магнитудном диапазоне 4±0,2 (рис. 4в) количество заполненных клеток существенно увеличивается, формируя на юго-западной и северо-восточной части исследуемой территории 2 протяженные структуры наблюденной сейсмичности, имеющие Кавказское направление. В центральной части этих структур выделяются заполненные две клетки, которые, по всей вероятности, являются началом формирования протяженной структуры более низкого энергетического уровня.

Особый интерес представляет пространственное распределение эпицентров в энергетическом диапазоне 3,5±0,2 (рис. 4г), где заполненные клетки почти полностью покрывают исследуемую территорию, за исключением ее северо-западной части. В центральной части исследуемой территории заполненные клетки полностью формируют протяженную структуру, имеющую антикавказское направление.

Обобщая результаты анализа карт, приходим к заключению, что слабая сейсмичность исследуемой территории имеет сложную иерархическую структуру. На юго-западной части выделяется довольно обширная область, где наблюдается иерархическая структура сейсмичности на всех энергетических фрактальных уровнях.

На северо-восточной части выделяются 3 иерархических уровня сейсмичности, среди которых отсутствует энергетический уровень с диапазоном 4,5±0.2. В отличие от этих структур в центральной части, по диагонали от юго-запада на северо-восток, наблюдается иерархическая структура в диапазоне 3.5±0.2.

Для сопоставления наблюденной иерархической структуры сейсмичности с активными сейсмотектоническими разломами исследуемой территории [7], по вышеуказанной методике была определена фрактальная размерность сетей активных разломов (рис. 1), которая указывает на четкую корреляцию выделенной протяженной иерархической структуры сейсмичности с отдельными сейсмоактивными разломами территории.

Сопоставительный анализ на качественном уровне показывает, что на северо-восточной части исследуемой территории, иерархическая структура трассирует активные сегменты Гаварагетского (GAV) и Гегамского разломов (GEG). На юго-западной части протяженность заполненных клеток довольно хорошо коррелируется с Сардарапат-Паракар-Двинским (SPD), Игдирским (I), Догубайазетским (D) активными разломами, а в центральной части территории заполненные клетки трассируют Арарат-Севанский разлом, имеющий антикавказское направление.

Полученные количественные значения D_f и D_e указывают на сходство пространственных характеристик разломов и полей эпицентров и, следовательно, общую сбалансированность двух процессов.

Литература

1. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 1987. 100 с.

2. Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991. 96 с.

3. Захаров В.С., Характеристики самоподобия сейсмичности и сетей активных разломов Евразии // Электронное научное издание ‹‹ГЕОразрез››. 2008. Вып. №1-2008 (1).

4. Уломов В.И., Моделирование зон возникновения очагов землетрясений на основе решеточной регуляризации. М., 1988. № 9. С. 20-38.

5. Герман В.И., Единая теория подобия структуры сейсмичности. Статистический подход. Красноярск, 2010. 72 с.

6. Сейсмологический бюллетень Кавказа 1962-1990 гг. // Мецинереба Тбилиси

7. Караханян А.С. Активная тектоника и сейсмичность. //Геология Севана. Ереван: Изд. НАН РА, 1994. С. 122-128.

8. Землетрясения Северной Евразии 1991-2011гг. // Российская академия наук геофизическая служба. Обнинск, 1997-2017.

9. Мандельброт Б., Фрактальная геометрия природы. Москва – Ижевск: Институт компьютерных исследований, 2002. 656 с.

10. Caneva A., Smirnov V., Using the fractal dimension of earthquake distributions and the slope of the recurrence curve to forecast earthquakes in Columbia //Earth Sciences Research Journal, 2004, v.8, №1, P. 3-9.

11. Robertson M.C., Sammis C.G., Sahimi M., Martin A.J. Fractal analysis of three – dimentional spatial distributions of earthquakes with a percolation interpretation // Journal of Geophysical Research, 1995, v.100, B1, P.609-620.

УДК 550.34

COMPREHENSIVE ANALYSIS OF THE SPITAK DESTRUCTIVE EARTHQUAKE AFTERSHOCK PROCESS

Gyodakyan E.G., Mkrtchyan M.A., Sahakyan B.V.

IGES NAS RA, Gyumri, Armenia

The earthquake of Spitak on December 7, 1988 in Northern Armenia was the most distracting earthquake in the 20th century in Armenia according to its magnitude (M = 7.0) and seismic effect (MSK-64 scale I0 = 1_0-1). Huge social-economic damage and complex nature of the source were the reasons of its comprehensive study by world seismological centers. Among these studies, special attention was paid to the investigation of aftershock processes in the epicenter, which is a very important and up-to-date scientific-applied task, on the one hand, to clarify the problems of discharge of tension and deformation accumulated in the source zone, the space-time-energetic development of the aftershocks, their incompatibility, and instability, and on the other hand, it enables people to implement security measures.

Temporary stations carrying out digital, distant and automatic instrumental registrations installed by the leading seismic centers in the epicenter zone, along with local stations, created a seismic network consisting of more than 30 seismic stations. Ensuring high-precision remote magnetic recording devices and US "HYPOINVERS" [2] modern software package, including the introduction of a 12-layer velocity model, separated by a seismic sounding for the area investigated by the geological department, enabled to perform high-precision localization of epicenter (100m) and hypocentral (on 1-1.5 km depth) [2] which is unique and outstanding in seismological practice. The aftershock catalog of Spitak earthquake was created based on above mentioned materials, processed in two stages. The first stage was implemented in Armenia and the second stage was finalized in Strasbourg European Seismological Center. As a result of two-stage processing, the Spitak earthquake aftershock Catalog included about 3000 seismic events [2, 3, 7].

In seismological practice the study of aftershocks process includes 3 main components: space, time and energy.

It should be noted that investigations of Spitak earthquake aftershock process were mainly directed to the identification of spatial distribution of aftershocks [2, 3, 4, 7].

This paper is aimed at studying time-energy distribution and their main features on Spitak's aftershock process. The study was carried out based on the data catalog, which is the epicenter distribution presented herein as a map (Fig.1).

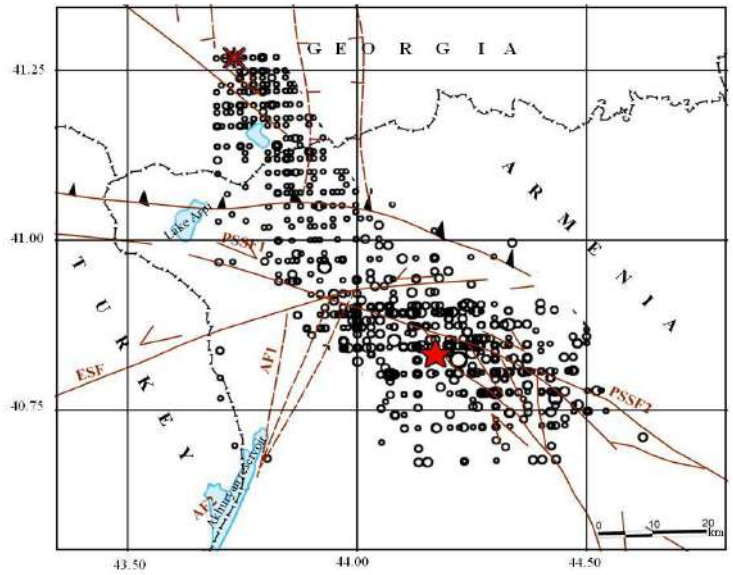


Fig.1 Spitak 07.12.1988 earthquake aftershock field

For the time analysis the modified version of Omori law proposed by Narteo was used [9],

$$\lambda(t) = \frac{K}{(c+t)^p} \quad (1)$$

λ – aftershock frequency within given limits, t – main shock moment, K – effectiveness of aftershock sequence, p – degree index, c – time delay, which allows time division of aftershock process into 3 phases. [1, 6, 9]

- The first phase, which corresponds to the first hours of the aftershocks, and characterizes the stress strain state of the fault, is presented by the linear dependence.
- The second phase mainly refers to physical-mechanical properties of rocks and is approximate by a hyperbolic dependence.
- The third is the Relaxation phase of the source zone and is best approximated to the exponential dependence.

Using the damping models of aftershock sequences the number of aftershocks is obtained the damping graphs in degree (a) and logarithm (b) form are shown in (Fig. 2).

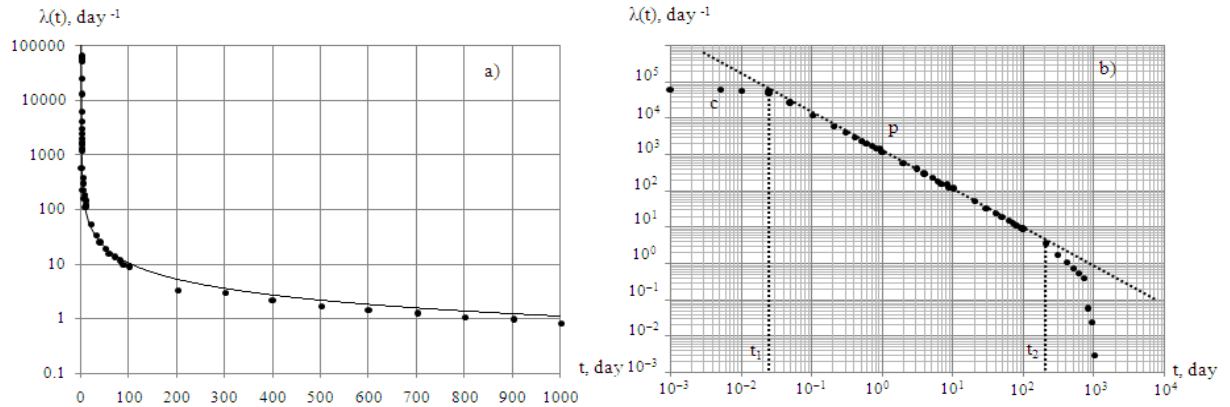


Fig.2 Graphics attenuation aftershock sequence in power (a) and logarithmic (b) form

The damping model of Spitak's aftershock process has a classical hyperbolic look Figure 2 (a) [11]. In order to distinguish above three phases, the approximation of 3 linear curves with a double logarithmic scale of hyperbolic curve was performed 2 (b). Obtained graphs enabled us to evaluate time characteristics of Spitak earthquake; c = 36m, p = 1.08, k = 1042. The results obtained are consistent with the time characteristics of the aquifer process of the strong and devastating earthquakes in various seismic zones 15 ÷ 120 m, 0.8÷p÷1.5 [8]. For the purpose of studying the dynamics of the Spitak earthquake aftershock's development in time, the construction of the repeat graphs for γ component at different times was carried out with the a, b, c, d curves which correspond to 2, 8, 18, and 36 months (Fig. 3).

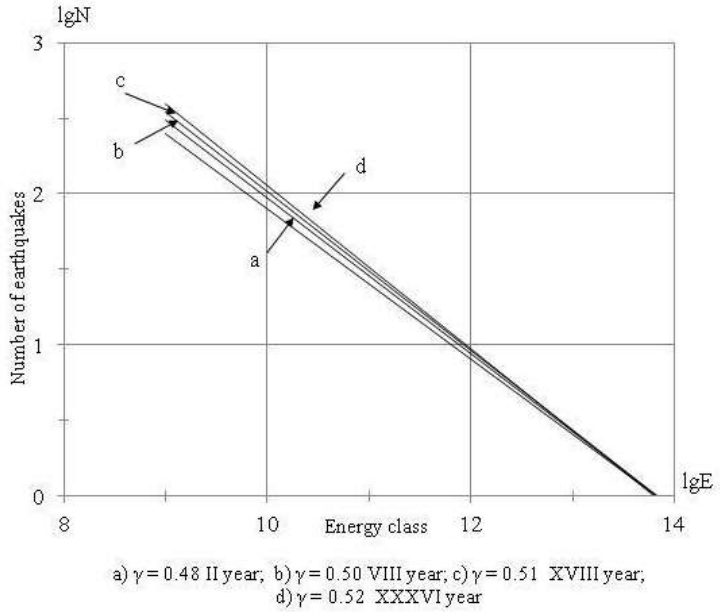


Fig. 3 Time graphs of recurrence and development of aftershocks

The maximal magnitude for the repetition graph was the strongest aftershocks after the major shock, with the magnitude value of M=5.7 that is consistent with the law proposed by Bati, according to which the strongest aftershock magnitude is mainly behind the main shock magnitude with 1.2 coefficients [10].

The repetition graphs in this study are the quantitative and energy replenishment of the aftershocks. In figure 3 the curve shows quantitative and energy replenishment for two-month period, which is mostly, saturated with a relatively high energy grade aftershocks. During 8, 18, and 36-months period, due to weak and medium intensity aftershocks the graph was replenished before final background value formation.

In order to evaluate the energy parameters, we used a scalar seismic moment parameter, which particularly represents the upper limit of energy of the tectonic forces delivered during the earthquake. According to the formulation $M_0 = \mu DS$, where μ is the shear module, S is the surface of fault plane, and D is the average value of the shear in that plane.

In this equation, μS can also be regarded as F tec. tectonic force, which causes an earthquake rupture. Based on this, the work or energy of these tectonic forces (E), which has been spent for faulting process, is equal to D scalar derivative of that and is expressed by din.sm or n.m units. The value of the seismic momentum of Spitak main shock, estimated by the Harvard University [12], is 1.6E + 26 din.sm. We have assessed the total sum of seismic momentum ($M_{0\ sum.\ aft}$.) during aftershock process. For this purpose, the correlation dependence obtained by Jibraldze for the territory of the Caucasus was used [5]

$$\lg(M_0)_i = 20.73 + 0.88\cdot(K_i - K_0)$$

where $(M_0)_i$ – i-th is the scalar seismic moment of energy class, K_0 – minimum representative class, K_i – i-th energy class, according to which 5,6E+24 din.sm value was obtained for $M_{0\ sum.\ aft.}$

For this purpose according to time stages a graph-diagram for the total amount of seismic energy delivered during Spitak earthquake aftershock (Fig. 4) was built.

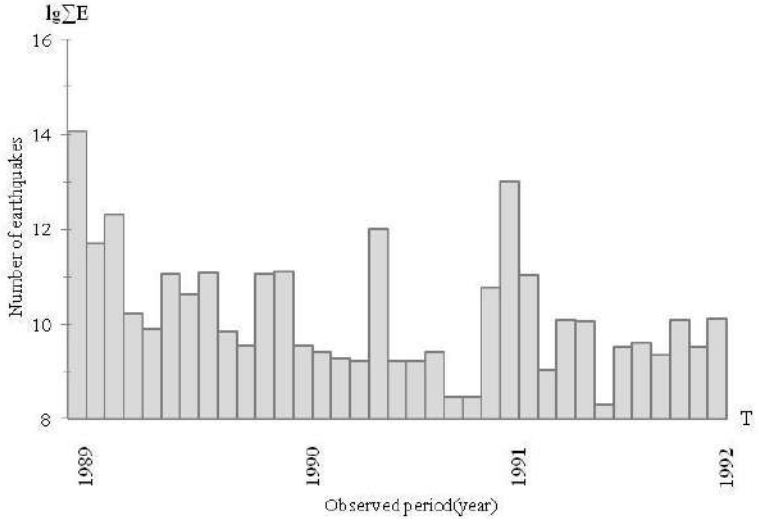


Fig. 4 The sum total seismic energy distribution of aftershocks by time stages.

According to the graph-diagram, three phases of aftershock process are separated: 07.12.1988 – 03.01.1988, 01.03.1990 – 01.04.1990, 01.12.1990 – 01.02.1991. First of all, we distinguish 3 months period after the main shock which stands out by the amount of released seismic energy and absolute high value of earthquakes. The subsequent two stages of the activity were strong aftershocks on March 30, 1990 (M = 4.9) and on the 16th of December 1990 (M = 5.2).

The obtained results allow making the following conclusions:

1. To analyze the aftershock process the quantitative values of the temporal characteristics of the Spitak aftershock process were evaluated by the proposed computational methods; c = 36min, p = 1.08, K = 1042, $t_{start} - t_{stop}$ = 36 month.

2. Based on the analysis of the aftershock field and relatively strong and mid-range aftershock, the $M_{0\ sum.aft}$ scalar value5.6 E + 24 din.sm was obtained, which is approximately 3.5% of the main shock M_0 seismic momentum.

3. Close interactions between $M_{0\ sum\ Aft}$, strong aftershock magnitudes and seismic activity time phases were revealed.

The obtained results allow stating that the patterns discovered during the Spitak earthquake aftershock process are consistent with the basic patterns that have occurred during the strong earthquakes in different seismically active regions around the world.

References

1. Մկրտչյան Մ.Ա. Վանի 23.10.2011թ. M_w=7.2 երկրաշարժի հետցնցումային պրոցեսի վերլուծությունը // Сборник научных трудов Второй международной научной конференции молодых ученых, посвященной современным задачам геофизики, инженерной сейсмологии и сейсмостойкого строительства. 26-29 мая 2015, Цахкадзор, РА. Ереван: Гитутюн НАН РА 2016. С. 235-239.

2. Арефьев С.С., Аптекман Ж.Я., Габсатарова И.П., Геодакян Э.Г., Захарова А.И., Линдер А.В., Шебалин Н.В. и др. Каталог афтершоков Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г. // Изв.АН СССР. Сер. Физика Земли. М.: Наука, 1991. №11. С. 60-73.

3. Геодакян Э.Г., Тейтельбаум Ю.М, Никонов А.А., Годзиковская А.Д. Афтершоки и разрывы в очаге Спитакского землетрясения 07.12.1988 г. // Изд. ДАН СССР. Сер. Физика Земли. М.: Наука, 1990. № 5. С. 16-27.

4. Геодакян Э.Г. О геодинамической модели очага Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г. // Сб. научных трудов конференции посвященной 60-летию основания НАН РА. Гюмри: Изд-во «Гиту-тюн» НАН РА, 2004. С. 64-78.

5. Джибладзе Э.А. Сейсмическое течение горных масс на Кавказе. // Изв. АН СССР. 1982. №10. С. 111-117.

6. Мкртчян М. А. Разрядка сейсмотектонических напряжений в очаговых зонах сильных землетрясений центральной части Большого Кавказа // Геология и геофизика юга России. 2017. №3. С. 147-156.

7. Саргсян Г.В., Абгарян Г.Р., Мхитарян К.А., Мугнецян Э.А., Мазманян Л.В., Карапетян А.Р., Суварян Л.Г. Сейсмические условия территории Армении и сопредельных районов после Спитакского землетрясения 1988 года*:* Сборник статей. Гюмри, 2017. 279 с.

8. Шебалин П.Н. Афтершоки как индикаторы напряженного состояния в системе разломов // Доклады академии наук. 2004. Т. 398, № 2. С. 249-254.

9. Holschneider M., Narteau C., Shebalin P., Peng Z., and Schorlemmer D. Bayesian analysis of the modified Omori law//JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 117, BXXXXX, doi:10.1029/2011JB009054, 2012.

10. Helmstetter A. and Sornette D., Bath´s law derived from the Gutenberg-Richter law and from aftershock properties //Geophys. Res. Lett., 30, 2003, P. 2069–2073.

11. Omori F. // J.Colloid Sci.Imp.Univ. Tokyo. 1894. V.7. P. 111-200

12. http://neic.usgs.gov

УДК 550.34+550.341

EMPIRICAL ESTIMATION OF PEAK GROUND ACCELERATION ATTENUATION FOR EARTHQUAKES OF NORTHWEST HIMALAYA, INDIA

Joshi A.[1], Erteleva O.[2], Kumar A.[1], Aptikaev F.[2], Sinvhal A.[1]

[1]IIT Roorkey, Roorkee, India

[2]IPE RAS, Moscow, Russia

Abstract. Uttarakhand Himalaya is considered as seismically most active regions in the world. Using data from regional strong motion network operating in this region, attenuation relations for this part of Himalaya have been developed. The developed attenuation relation has limited applicability due to its dependency on data set in limited magnitude and distance range. However this relation can be utilized for estimation of peak ground acceleration due to large earthquakes, using semi-empirical modeling technique. The method of semi-empirical modeling of strong ground motion is tested for simulating strong motion record of the Uttarkashi and the Chamoli earthquakes. The comparison of simulated and observed strong ground motion in terms of root mean square error confirm the suitability of developed attenuation relation over attenuation relations used by earlier researchers. The pure empirical method is developed to estimate attenuation law for the Uttarakhand Himalaya region. In semi-empirical method is used pre-selected equation with empirically estimated coefficients.

Introduction

Estimation of the amplitudes of strong ground motion depending on earthquake magnitude M and distance R is one of the key steps in the chain of calculation of expected seismic effects. The essential part in these calculations involves the description of how the motions from a given earthquake attenuate with distance and produce shaking at a building site. The most advanced semi-empirical equations take into consideration earthquake magnitude, faulting type, distance, and ground condition along the propagation path and at the point of observation as well as the non-linear site response. The peak ground acceleration is treated as an important parameter which can be obtained from strong motion record. In the present work empirical attenuation relation has been used to model important strong motion parameter like peak ground acceleration.

There are several techniques for prediction of peak ground acceleration for future earthquakes like composite source modeling technique [30, 34]; stochastic simulation technique [9, 10]; empirical Greens function technique [18, 25, 26]; semi-empirical technique [19, 20, 21, 29;]. Each of these techniques has their own advantages and disadvantages. Among these techniques, the semi-empirical approach is suitable for the region of the Himalaya because it is based on attenuation relations and simple modeling parameters which are easy to access.

The pure empirical method

In semi-empirical methods pre-selected equations with empirically estimated coefficients are used. Semi-empirical equations of peak ground acceleration attenuation are badly fitted by empirical data [27]. The role of the theoretical assumptions has become minor in the recent semi-

empirical equations due to inconsistencies among the coefficient values. Therefore it is reasonable not to select an equation type a priory. Absence of the various assumptions decreases the errors of the values based on the empirical functions. The curves were brought into coincidence with median values in columns and rows in narrow magnitude and logarithm distance intervals. Only the final result can be approximated by any function. Pure empirical relations have accuracy about 0.17 dec.log. units for world-wide data. In detail the problem of the accuracy of the seismic treatments assessments is considered in [2, 4, 5].

It is very difficult to describe PGA attenuation by a single expression related to source-, near-field and far-field zones. It should be noted that by fixed PGA seismic intensity on soft ground is larger, because of shaking duration longer and non-linear effects on soft ground are stronger.

Near the fault seismic effect is related to residual deformations, especially when seismic intensity is higher than intensity 8. There are other non-linear effects in the source- and near-field zones, for example, standing waves, liquefaction etc. [7, 28]. Therefore for practical use it is convenient to allocate source zone with constant PGA level. This level is depending on type of faulting [8, 31]. Influence of faulting type on PGA level is observed in the source- and near-field zones only. But in these zones the influence of ground type on PGA level is absent [11, 32].

It is shown in [6, 13] that peak ground acceleration for earthquakes with different magnitudes are well scaled by fitting data along the distance axis and not along the amplitude one. When normalized distance ($\lg R^* = \lg R - 0.33 M_S$) is used all the data can be processed together disregard to earthquake magnitude. This coefficient is practically the same as for dimensions of linear size of rupture surface [33].

According to world-wide data of strong ground motion records one can distinguish three zones with different PGA attenuation: fault – ($0 \leq R^* \leq 0{,}02$), near- ($0{,}02 \leq R^* \leq 0{,}2$), and far-field ($0{,}2 \leq R^*$) zones. In fault zone more important are the residual deformations and other non-linear effects. As it was shown earlier for practical use it is convenient to take PGA = const in this zone. Mean value of PGA_{max} is 900 cm/sec^2 for thrust faulting, 630 cm/sec^2 for the strike-slip one, and 450 cm/sec^2 for the normal one [3, 6]. PGA practically not depends on ground type.

Relations for the *near-field zone* ($0.02 < R^* < 0.20$):

$$\lg \text{PGA, cm/sec}^2 = 1.74 - 0.721 \lg R^*, \text{ for the thrust} \quad (1)$$

On the border between near- and far-field zones PGA = 175 cm/sec^2.

Relations for the *far-field zone* not depend on faulting type, but depend on ground type.

$$\lg \text{PGA} = 1.02 - 1.7 \lg R_h^* \text{ (for intermediate ground type)} \quad (2)$$

For other type of ground it is necessary to estimate ground amplification. The mean amplification for rock is about 0.7, for soft soil it is about 1.4. One can obtain the real distance using relation $\lg R = \lg R^* + 0.33 M_S$, where M_S is expected earthquake magnitude for the fault under consideration.

The variability of PGA due to random factors in the source- and near-field zones is about 0.17 dec. log. units.

Using these data and strong ground motion records of three Indian earthquakes the Dharmsala, April, 26, 1986, ($M_S = 5.4$), the Uttarkashi, October, 20, 1991 ($M_S = 6.8$) and the Chamoli, March,

28, 1999 (M_S = 6.7) one can obtain the equation for attenuation law in area under consideration. It is believed all the earthquakes have the thrust mechanism.

Calculation of distances using the coordinates of the epicenter obtained by teleseismic stations is impossible [27]. For more reliable estimation coordinates of epicenter it is expedient to use records obtained on strong motion stations. The hypocenter distance R_h can be estimated as $R_h = 8\ (t_S - t_t + 0.2)$. Here t_S is time of S–wave arrival, t_t is trigger time, 0.2 sec – average time of the trigger device operation. It is believed $t_t + 0.2$ sec is time of P–wave arrival. Modern equipment allows recording without losses of record start. Empirical value of constant 8 isn't too critical. Then new distances are calculated for each station. The hypocentral distances and the normalized ones for each station of the earthquakes Uttarakashi, Dharamsala and Chamoli were calculated.

Empirical data of PGA attenuation are badly fitted by known attenuation equations [27]. It should be noted, that the used formula are related to the theoretical or semi-empirical types of the PGA attenuation equations [4, 5]. Therefore pure empirical equations are used. It is possible to see from Figure 1 the Indian data are well correlated with mean world – wide attenuation curve.

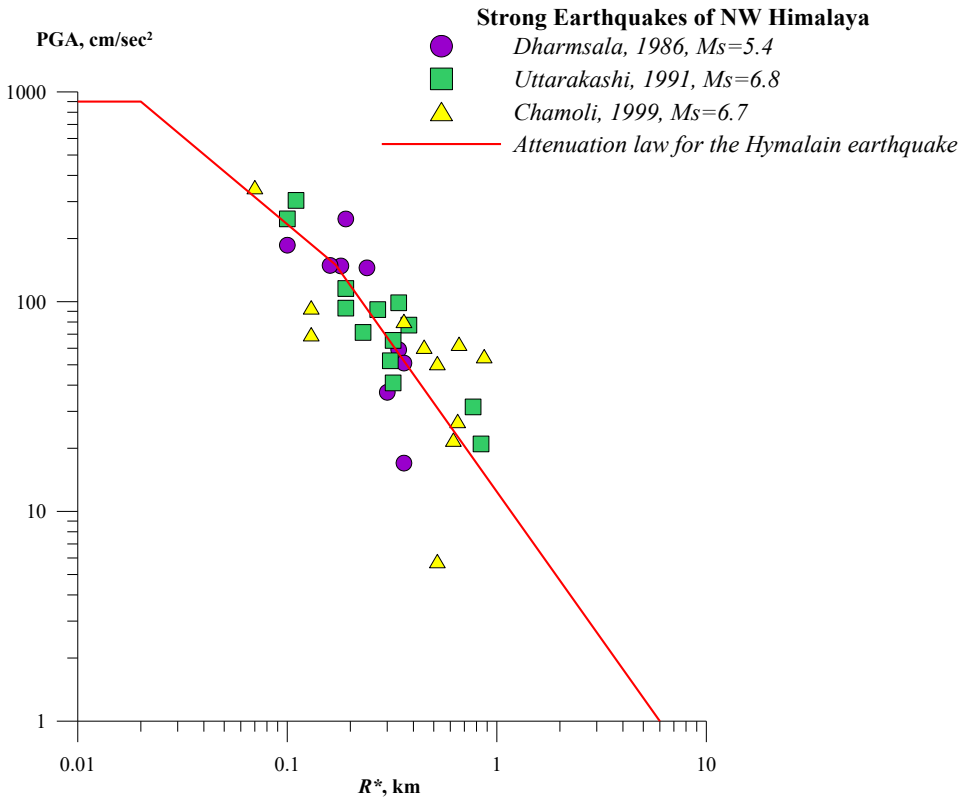


Fig. 1. PGA versus the normalized hypocentral distance R_h for three Indian earthquakes with different magnitudes. On the approximation line, top, is shown the acceleration limit (for the thrust, obtained from world wide data PGAmax = 900 cm/sec². The correction for the ground type in far-field zone is not used because of ground type under stations are unknown.*

Testing developed relation with Semi-empirical simulation of strong ground motion

Semi-empirical technique of simulation proposed by Midorikawa (1993) and later modified by Joshi (1997) is based on the Empirical Green Function technique [18]. This procedure is as follows. White Gaussian noise is passed through filters representing the basic spectral shape defined in [9]. Various filters that are used in this procedure represent source spectrum, near site attenuation of high frequency and anelastic attenuation. The cut-off frequency of high cut filter is 40 Hz and the shear wave quality factor in the filter representing anelastic attenuation is assumed as $Q_p(f) = 112f^{.97}$ [22], which is obtained for the Garhwal Himalaya. The filtered white noise is windowed by the envelope of accelerogram released by the particular element to obtain accelerogram. The accelerogram arriving at the observation point is convolved with the correction factor F(t) to account the slip distribution of large and small events. Summation of all accelerograms` arriving at the observation point at different time lags gives the resultant accelerogram.

In order to test the suitability of developed attenuation relation for modeling the earthquakes NW Himalaya, we have modeled the ruptures of two strong earthquakes, the Uttarkashi earthquake of 20.10.1991 and the Chamoli earthquake of 19.03.1999, and records have been simulated using the semi-empirical modeling technique at the Gopeshwar and the Bhatwari stations, respectively. These are two near field stations of the strong motion network that had recorded these earthquakes. The developed attenuation relation has been used to simulate strong motion records of the Uttarkashi and the Chamoli earthquake using semi empirical approach. The parameters of rupture model responsible for the Uttarakshi and the Chamoli earthquake are same as used in [21, 22]. Comparison of simulated and observed acceleration record at the Gopeshwar and the Bhatwari station is shown in Fig. 2 and Table 1.

Table 1

Root mean square errors (RMSE) obtained for comparing the observed and simulated acceleration records and its response spectra

Station	RMSE between waveform		RMSE between response spectra	
	using empirical attenuation relation	using attenuation relation [1]	using empirical attenuation relation	using attenuation relation [1]
BHAT	1.33	1.43	14.35	16.24
GOPE	1.83	2.05	11.36	14.76

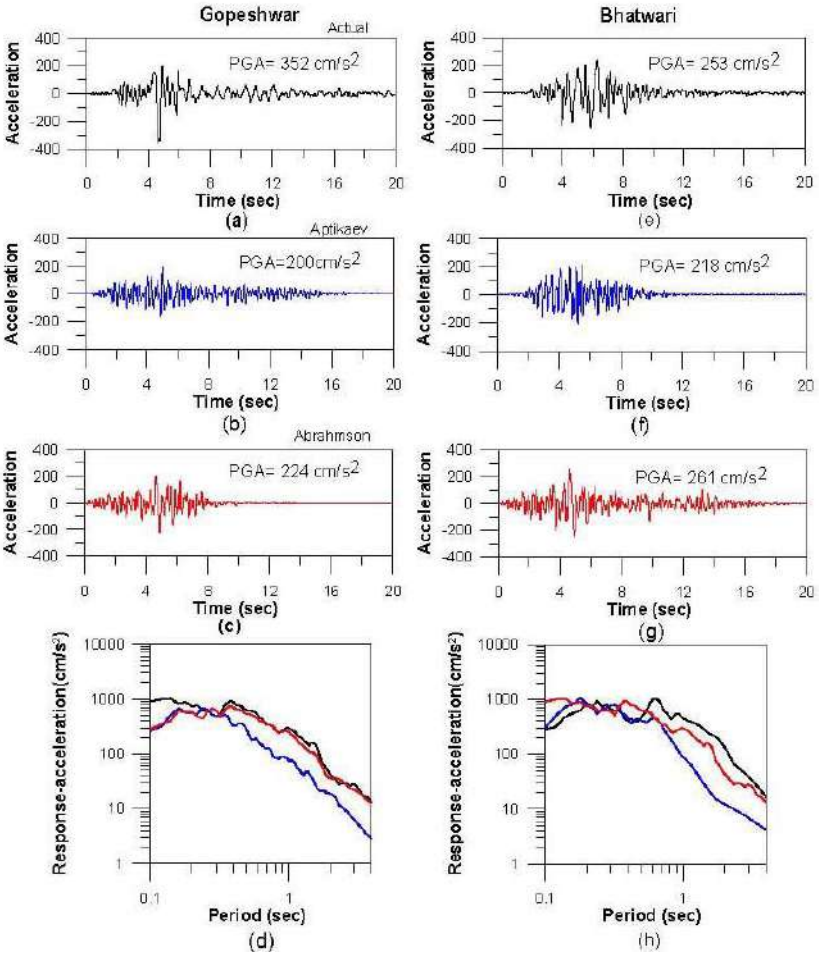


Fig. 2. Actual ((a), (e)) and simulated acceleration record using developed empirical attenuation relation for NW Himalaya ((b), (f)) and the attenuation relation of [1] ((c), (g)) and comparison of response spectra at 5% damping ((d), (h)) from actual and simulated records at Gopeshwar an Bhatwari stations respectively. The black, blue and red lines represents the actual record, simulated record using developed empirical attenuation relation and that using the attenuation relation of [1].

In order to check the efficacy of developed attenuation relation for modeling Himalayan earthquakes, the records have been also simulated using the attenuation relation from [1], which has already been used to simulate records of the Uttarakashi and the Chamoli earthquake [21, 22]. The comparison shows the simulated records using developed attenuation relation gives peak ground acceleration closer to the actual values at both stations. Further comparison of response spectra at 5% damping indicates that the obtained spectra using present attenuation relation gives good matches in high frequencies as compared to that used by the Abrahamson and Litehiser (1989) attenuation relation. The comparison of simulated acceleration waveform and its response spectra with actual ones in terms of RMSE confirm that the developed attenuation relation is effective in

simulating records due to two major events in the Himalaya as compared to the attenuation relation given by Abrahmson and Litihiser (1989).

Conclusions

In the present paper the attenuation equations are proposed for the region of NW Himalaya using data from three major events recorded on strong motion network. The efficacy of developed relation has been checked by using it for simulation of near field strong ground motion using the semi empirical technique [23, 29]. The obtained records are compared with actual records in terms of RMSE. Simulations at same stations are made using the attenuation relation of Abrahamson and Litehiser (1989) and the records are compared with the observed ones in term of RMSE. The comparison shows that the error is minimal for the simulated records using the attenuation relation developed in this work and this confirms the efficacy of the developed attenuation relation.

References

1. Abrahamson N.A., Litehiser J.J. Attenuation of vertical peak acceleration // BSSA. 1989. V.79. P. 549-580.

2. Aptikaev, F.F., Erteleva. O.O. Accuracy of seismic treatments using source models // Proc. 14 WCEE, Beijing, China. 2008.

3. Aptikaev F.F. Review of empirical scaling of strong ground motion for seismic hazard analyses. // Selected Topics in Earthquakes-from earthquake source to seismic design and hazard mitigation. Ed. M.D. Trifunac. Banja Luka, 2009. P. 27-54.

4. Aptikaev F.F. PGA attenuation curves // Proc. VIII General Assembly ASC (Hanoi, November 8-10, 2010). Hanoi, 2010.

5. Aptikaev F.F. Three types of peak ground acceleration attenuation equations // Extended abstracts. International seminar on recent advances in Geosciences (RAG-2011) (Dhanbad, January 11-13: 2011). ISM, Dhanbad, India, 2011.

6. Aptikaev F.F. Instrumental seismic intensity scale. Moscow: Nauka i obrazovanie, 2012. 175 p. (in Russian)

7. Aptikaev F.F., Erteleva O.O. Standing waves in epicentral areas of earthquakes // Seismic instruments. 2019. V. 55, № 3. P. 235-243. doi:10.3103/S0747923919030010

8. Aptikaev F.F., Kopnichev Yu.F. Prediction of strong ground motion parameters with due regards for source mechanism // Doklady RAN. 1979. V. 247, № 4. P. 822-825 (in Russian).

9. Boore D.M. Stochastic simulation of high frequency ground motion based on seismological models of radiated spectra // BSSA. 1983. V. 73. P. 1865-1894.

10. Boore D.M. SMSIM-FORTRAN programs for simulating ground motion from earthquakes: version 2.3-a revision of OFR: 96-80A, USGS. 2005.

11. Campbell K.W. Near-source attenuation of peak horizontal acceleration // BSSA. 1981. V. 71. P. 2039-2070.

12. Campbell K.W. Empirical near-source attenuation relationships for horizontal and vertical components of peak ground acceleration, peak ground velocity and pseudo-absolute acceleration response spectra // SRL. 1997. V. 68, № 1. P. 154-179.

13. Erteleva O., Aptikaev F., Baruah S., Baruah Santanu, Deb S.K., Kayal J.R., 2014. Seismic treatment for a maximal credible earthquake in Guwahati city area of northeast India region // Natural Hazards. 2014. V. 70, № 1. Pp. 733 – 753. doi: 10.1007/s11069-013-0843-3

14. Erteleva O.O., Aptikaev F.F. Application of similarity and dimensional theory for seismic treatment // Seismic instruments. 2019. V. 55, № 1. P. 59-72. doi:10.3103/S0747923919010055

15. Graizer V., Kalkan E. Ground motion attenuation model for peak horizontal acceleration from shallow crustal earthquakes // Earthquake Spectra. 2007. V. 23, № 3. P. 585-613.

16. Graizer V., Kalkan E. Prediction of spectral acceleration response ordinate based on peak ground acceleration attenuation // Earthquake Spectra. 2009. V. 25, № 1. P. 39-69.

17. Graizer V., Kalkan E. Modular filter-based approach to ground motion attenuation modeling // SRL. 2011. V. 82, № 1. P. 21-31.

18. Irikura K. Prediction of strong acceleration motion empirical Green's function. // Proc. 7 Japan Earthquake Engineering Symposium. 1986. P. 151-156.

19. Joshi A. Modeling of peak ground acceleration for Uttarkashi earthquake of 20th October, 1991 // Bull. Ind. Soc. Earthquake Tech. 1997. V. 34. P. 75-96.

20. Joshi A. Strong motion modeling of the source of the Chamoli earthquake of March 29, 1999 in the Garhwal Himalaya, India // J. Seismology. 2001. V. 5. P. 499-518.

21. Joshi A. A simplified technique for simulating wide band strong ground motion for two recent Himalaya earthquakes // Pure and appl. Geophysics. 2004. V. 161. P. 1777-1805.

22. Joshi A. Use of acceleration spectra for determining the frequency-dependent attenuation coefficient and source parameters // BSSA. 2006. V. 96. P. 2165-2180.

23. Joshi A., Midorikawa S. A simplified method for simulation of strong ground motion using finite rupture model of the earthquake source // J. Seismology. 2004. V. 8. P. 467 – 484.

24. Joshi A., Singh S., Kavita G. The simulation of ground motion using envelope summation // Pure Appl. Geophys. 2001. V. 158. P. 877-901.

25. Kamae K., Irikura K. Source model of the 1995 Hyogoken Nanbu earthquake and simulation of near source ground motion // BSSA. 1998. V. 88. P. 400-412.

26. Kanamori H. A semi empirical approach to prediction of long period ground motions from great earthquakes // BSSA. 1979. V. 69. P. 1645-1670.

27. Kumar D., Teotia S.S., Khattri K.N. The representation of attenuation characteristics of strong ground motions observed in the 1986 Dharamsala and 1991 Uttarkashi earthquakes by available empirical relations // Current Science. 1997. V. 73. P. 543-548.

28. Lee, V.W., Manić, M., Bulajić, B., Herak, D., Herak, M., Stojković, M., and Trifunac, M.D., Microzonation of Banja Luka for performance-based earthquake-resistant design // Soil. Dyn. Earthq. Eng. 2015. V. 78. Pp. 71 – 88. doi:10.1016/j.soildyn.2014.06.035

29. Midorikawa S. Semi empirical estimation of peak ground acceleration from large earthquakes // Tectonophysics. 1993. V. 218. P. 287-295.

30. Saikia C.K. Ground motion studies in Great Los Angles due to Mw = 7.0 earthquake on the Elysian Thrust Fault // BSSA. 1993. V. 83. P. 780-810.

31. Seismological Research Letters. 1997. V.68, № 1. 255 p.

32. Trifunac M.D. Preliminary analysis of the peaks strong earthquake ground motion – dependence of peaks on earthquake magnitude, epicentral distance, and recording site conditions // BSSA. 1976. P. 189-219.

33. Wells D.L., Coppersmith K.J. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, and surface displacements // BSSA. 1994. V. 84. P. 974-1002.

34. Yu G., Khattri K.,N, Anderson J.G., Brune J.N., Zeng Y. Strong ground motion from the Uttarkashi earthquake, Himalaya, India, Earthquake: Comparison of observations with synthetics using the composite source model // BSSA. 1995. V. 85. P. 31-50.

УДК 550.34

РАСПОЗНАВАНИЕ МЕСТ ВОЗМОЖНОГО ВОЗНИКНОВЕНИЯ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ. КАВКАЗ, M ≥ 6.0

Дзебоев Б.А.

ГЦ РАН, Москва, Россия

ГФИ ВНЦ РАН, Владикавказ, Россия

Введение

Известно, что сильные ($M \geq M_0$) для изучаемого региона землетрясения, как правило, возникают не на всей его территории. Для разделения территории на две непересекающиеся области, где возможно и нет возникновение сильного землетрясения, начиная с 70-х годов прошлого века, используются алгоритмы дихотомии с обучением [5, 10, 15]. Алгоритм распознавания с обучением по двум классам был впервые применен в 1972 г. в регионе Памира и Тянь-Шаня [11]. Разработанный таким образом подход, получивший позже название EPA (Earthquake-Prone Areas recognition) [5], на протяжении более 4-х десятилетий успешно используется для распознавания мест возможного возникновения сильных землетрясений в различных горных странах [5, 15, 16]. Его создание восходит к работам И.М. Гельфанда, В.И. Кейлис-Борока, Ф. Пресса, Л. Кнопова и др. [5, 11, 12].

В 2014 г. была выполнена апостериорная независимая проверка результатов распознавания, полученных методом EPA [15]. Она показала, что 87% сильных землетрясений возникших в исследованных методом EPA регионах после публикации соответствующих работ, произошли в местах распознанных как потенциально высокосейсмичные. При этом 30% произошли в распознанных высокосейсмичных зонах, в которых ранее не были зафиксированы сильные ($M \geq M_0$) сейсмические события.

Как проблема распознавания образов задача EPA интерпретируется как дихотомия с обучением для множества объектов, имеющих векторное представление в пространстве геолого-геофизических характеристик. Объекты распознавания определяются на основе морфоструктурного районирования как узлы или пересечения морфоструктурных линеаментов [1, 5].

Для разделения объектов распознавания на высоко- и низкосейсмичные в EPA используются алгоритмы дихотомии с обучением: «Кора-3», «Подклассы», «Хемминг» и др. [5]. Их стартовым этапом является формирование обучающих выборок высоко- и низкосейсмичного классов, на базе которых проводится обучение алгоритмов. Заметим, что при распознавании методом EPA [5] ставится задача не только определения потенциально высокосейсмичных объектов распознавания, но и получение геолого-геофизического описания таких объектов, т.е. выявление критериев высокой сейсмичности рассматриваемого региона. Следует отметить, что алгоритм «Кора-3» является самым часто используемым в EPA алгоритмом.

В результате распознавания с обучением конечное множество объектов распознавания алгоритмически разделяется на две непересекающиеся части: B, в окрестности которых возможно возникновение сильного ($M \geq M_0$) землетрясения, и H, где возникновение такого землетрясения невозможно. При этом множество обучения состоит из двух непересекающихся подмножеств: B_0 – объекты обучения высокосейсмичного класса B и H_0 – объекты обучения низкосейсмичного класса H [2, 5]. В обучающую выборку высокосейсмичного класса включаются объекты, в окрестностях которых известны эпицентры сильных ($M \geq M_0$) землетрясений. Такая выборка не содержит априорных ошибок [2]. Иное положение с обучающей выборкой низкосейсмичного класса. Как правило, в ЕРА к ней относят объекты, в окрестности которых известны землетрясения с магнитудой лишь $M < M_0 - \delta$, $\delta > 0$ [2]. Классические ЕРА-алгоритмы дихотомии симметрично обучаются на сформированных таким образом двух выборках [13].

По сути самой задачи низкосейсмичный класс обучения содержит в себе потенциальные ошибки. Таковыми являются объекты, которые перейдут в высокосейсмичный класс в результате решения задачи. Более того, если такого перехода не произойдет, то распознавание даст тривиальный результат. Таким образом, низкосейсмичный класс обучения в действительности никак не является совокупностью эталонных объектов, которые не могут быть связаны с местами возможного возникновения сильных землетрясений [13, 17].

Для ухода от необходимости проведения обучения по недостоверной обучающей выборке низкосейсмичного класса в 2017 г. в Геофизическом центре РАН был построен новый алгоритм распознавания «Барьер» [2]. Его принципиальным отличием от используемых ранее в ЕРА алгоритмов, является то, что обучение в нем ведется только по одной обучающей выборке высокосейсмичного класса, не содержащей в себе заведомых ошибок классификации. Говоря языком теории множеств, «Барьер решает задачу построения в конечном множестве объектов его подмножества B, расширяющего единственный и достоверный класс обучения B_0. Подробное описание математической конструкции алгоритма дано в [2, 13].

Для количественной оценки вклада каждой из используемых геолого-геофизических характеристик в формирование искомого подмножества высокосейсмичных объектов конструкция алгоритма «Барьер» была модифицирована до версии «Барьер-3» [13, 17]. Модификация заключается в создании вычислительных блоков, которые позволяют оценить как средний вклад геолого-геофизических характеристик, так и их вклад через попадание в тройки «сильнейших» характеристик [13, 17].

Распознавание мест возможного возникновения землетрясений

В работах [3, 4, 14, 16] была построена схема морфоструктурного районирования Кавказа. На схеме выделено 237 пересечений осей морфоструктурных линеаменов трех рангов (рис. 1). Как в алгоритме «Барьер-3» в настоящем исследовании, так и в алгоритме «Кора-3» в [16] в качестве обучающей выборки высокосейсмичного класса использовались 16 пересечений морфоструктурных линеаментов, в 25-км окрестности которых известны эпицентры коровых землетрясений с $M \geq 6.0$ за период 1900 – 1992 гг. Пересечения линеаментов, в окрестности которых известны эпицентры землетрясений с $5.5 \leq M < 6$, начиная с 1900 г.

или эпицентры землетрясений с M ≥ 6.0, произошедших до 1900 г., не были включены в материал обучения алгоритма «Кора-3» и составили материал экзамена алгоритма. Таких пересечений – 150. Остальные 71 пересечение составили материал обучения низкосейсмичного класса алгоритма «Кора-3».

В таблице приведен исходный перечень используемых для распознавания геолого-геофизических характеристик объектов на Кавказе. По итогам оценки информативности характеристик для случая одного класса обучения [13] было принято решение использовать в алгоритме «Барьер-3» 11 характеристик (выделены в таблице жирным шрифтом). По итогам оценки информативности характеристик для двух классов обучения [13] при распознавании алгоритмом «Кора-3» использовались 14 характеристик [16] (выделены в таблице курсивом).

Исходя из порога магнитуды (M ≥ 6.0) распознаваемых мест землетрясений в качестве окрестностей внутри которых вычислялись значения геолого-геофизических характеристик (таблица) на Кавказе брались круги радиусом 25 км [2, 14, 16].

Таблица

Исходный перечень геолого-геофизических характеристик объектов распознавания

Максимальная высота	Hmax
Минимальная высота	Hmin
Размах высот	dH=Hmax-Hmin
Градиент высот	dH/l
Сочетание типов рельефа	Top
Площадь четвертичных пород	Q
Высший ранг линеамента	HR
Число линеаментов в пересечении	NL
Расстояние до ближайшего пересечения	Rint
Число линеаментов в окрестности пересечения	NLC
Расстояние до ближайшего линеамента I ранга	R1
Расстояние до ближайшего линеамента II ранга	R2
Максимальное значение аномалии Буге	Bmax
Минимальное значение аномалии Буге	Bmin
Размах значений аномалий Буге	dB=Bmax-Bmin
Максимальное значение магнитной аномалии	MOmax
Минимальное значение магнитной аномалии	MOmin
Размах значений магнитных аномалий	MOdif=MOmax-MOmin

На рис. 1 пустыми эллипсами с синими границами показан результат распознавания мест возможного возникновения землетрясений с M ≥ 6.0 на Кавказе, полученный с помощью алгоритма «Барьер-3». По итогам распознавания к высокосейсмичному множеству пересечений линеаментов отнесено 108 из 237 рассматриваемых объектов распознавания. Из рассмотрения модуля распознавания алгоритмом «Барьер-3» как блока EPA [5] следует, что совокупность приведенных на рис. 1 эллипсов (кругов радиусом 25 км) с центрами в соответствующих 108 пересечениях линеаментов есть искомые зоны возможного возникновения землетрясений с M ≥ 6.0 на Кавказе. Следует отметить, что помимо 16 объектов из обучающей выборки высокосейсмичными объявлены 92 пересечения из 221, составлявших материал экзамена алгоритма.

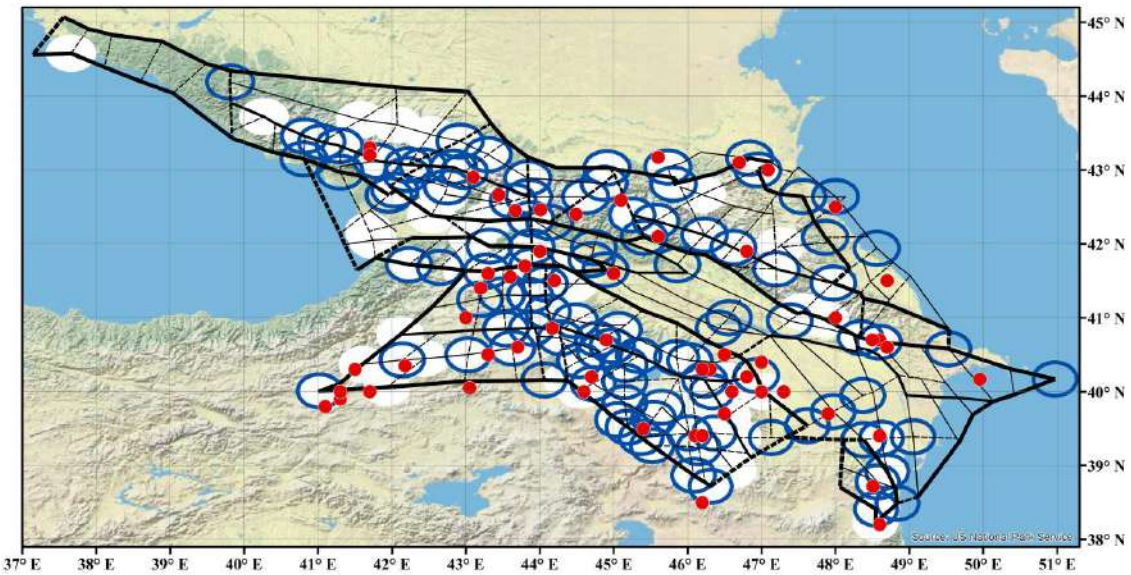
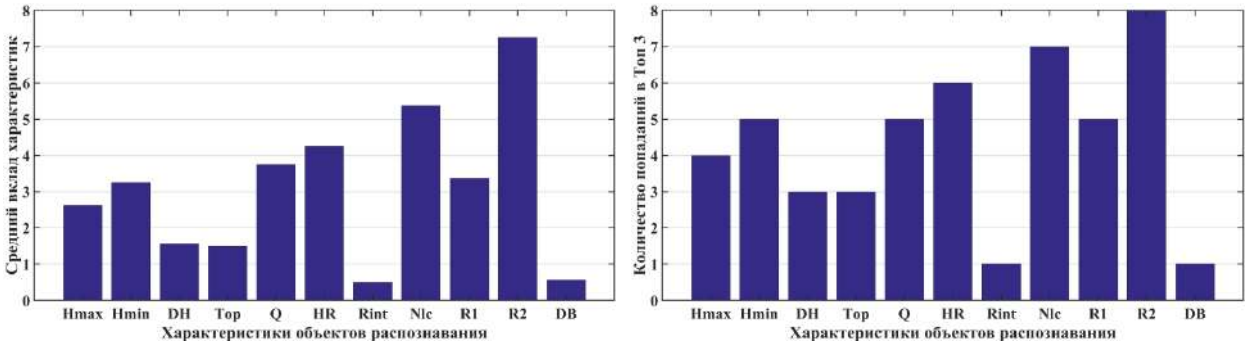


Рис. 1. Схема морфоструктурного районирования [14], зоны возможного возникновения землетрясений с M ≥ 6.0 (пустые эллипсы с синими границами – зоны распознанные алгоритмом «Барьер-3», белые эллипсы – «Кора-3», белые эллипсы с синими границами – обоими алгоритмами) и эпицентры коровых землетрясений с M ≥ 6.0 (с древних времен до 2018 г.) на Кавказе (красные точки)

На рис. 2 представлены гистограммы, характеризующие вклад используемых 11-ти геолого-геофизических характеристик в распознавание алгоритмом «Барьер-3» подмножества пересечений линеаментов, в окрестности которых возможно возникновение землетрясений с M ≥ 6.0. По оси ординат на рис. 2а показано среднее количество срабатываний характеристик при распознавании, на рис. 2б – количество попаданий характеристик в тройки «сильнейших» характеристик [13, 17]. Из рис. 2 видно, что при распознавании на Кавказе алгоритмом «Барьер-3» наибольший вклад в формирование искомого высокосейсмичного множества объектов вносят характеристики, отвечающие за высоты рельефа (Hmax и Hmin), площадь четвертичных пород (Q), высший ранг линеамента (HR), число линеамен-

тов в окрестности (NLC), а также расстояния до ближайших линеаментов I-ого (R1) и II-ого (R2) рангов. Из рис. 2 видно, что размах высот и сочетание типов рельефа также вносят вклад в формирование итогового результата [17].

Белыми эллипсами на рис. 2 показан результат распознавания мест возможного возникновения землетрясений с $M \geq 6.0$ на Кавказе, полученный с помощью алгоритма «Кора-3». Этот результат опубликован в [16]. Алгоритм «Кора-3» распознал как опасные все 16 объектов обучения высокосейсмичного класса. К высокосейсмичным объектам отнесено 22 пересечения из обучающей выборки низкосейсмичного класса и 69 объектов из числа не вошедших в обучающие выборки и составлявших материал экзамена. В итоге алгоритм «Кора-3» распознал как опасные для магнитуды $M \geq 6.0$ 107 пересечений линеаментов [16]. Практически все пересечения, распознанные как высокосейсмичные алгоритмом «Кора-3», связаны с линеаментами I-ого и II-ого рангов. Это говорит о том, что сейсмоопасные объекты расположены на границах, разделяющих наиболее крупные блоки земной коры Кавказа [14].



а) б)

Рис. 2. Распознавание высокосейсмичных зон на Кавказе алгоритмом «Барьер-3»: а) средний вклад 11 используемых при распознавании геолого-геофизических характеристик; б) вклад характеристик, выраженный через их попадание в тройки «сильнейших» характеристик

Проведен сравнительный анализ результатов распознавания алгоритмами «Барьер-3» и «Кора-3». Алгоритмом «Барьер-3» распознаны как высокосейсмичные 108 пересечений линеаментов, а «Корой-3» – 107. При этом 73 пересечения классифицированы как опасные для $M \geq 6.0$ обоими алгоритмами. Отметим, что оба алгоритма распознали как высокосейсмичные все 16 объектов из обучающей выборки этого класса. Алгоритм «Барьер-3» классифицировал как опасные 24 из 71 объекта обучающей выборки низкосейсмичного класса «Коры», алгоритм «Кора-3» – 22. При этом 16 из них отнесены к опасным обоими алгоритмами. Очевидно, что 41 объект обучения низкосейсмичного класса оба алгоритма распознали как не опасные. Из множества объектов распознавания изначально не отнесенных к обучающим выборкам «Коры» алгоритмы «Барьер-3» и «Кора-3» одинаково классифицировали 95 пересечений, и по-разному – 55.

Анализ рис. 1 показал, что все 17 эпицентров землетрясений с $M \geq 6.0$, произошедших за период 1900–1992 гг. и участвовавших в формировании обучающей выборки высокосейсмичного класса, находятся внутри зон, распознанных обоими алгоритмами. Из 42 эпицентров землетрясений с $M \geq 6.0$, произошедших до 1900 г., вне зон, распознанных алгоритмами «Барьер-3» и «Кора-3» находятся 7 и 8 эпицентров, соответственно. Половина из них расположена на незначительных расстояниях от распознанных алгоритмами потенциально высокосейсмичных зон.

После 1992 г. в исследуемом регионе произошло 3 землетрясения с $M \geq 6.0$. Информация об этих землетрясениях никак не использовалась при формировании обучающих выборок алгоритмов «Барьер-3» и «Кора-3». Анализ расположения их эпицентров показал, что внутри высокосейсмичных зон, распознанных как «Барьером-3», так и «Корой-3» находятся два из трех эпицентров землетрясений.

Анализ критериев высокой сейсмичности на Кавказе, выявленных алгоритмом «Барьер-3» в настоящей работе и алгоритмом «Кора-3» в [16], показал их достаточную близость.

Выводы

Замена в методе EPA алгоритма дихотомии на оригинальный алгоритм «Барьер-3» есть попытка открыть новую страницу в развитие этого метода [5]. Алгоритм «Барьер-3» по своей идее и конструкции более адекватно, чем дихотомия отвечает постановке изучаемой динамической задачи EPA [2]. Обучаясь только по единственному не содержащему заведомых ошибок высокосейсмичному классу, «Барьер-3» лишь расширяет класс обучения B_0.

Алгоритм «Барьер-3» хорошо зарекомендовал себя при распознавании мест возможного возникновения землетрясений с одним классом обучения на Кавказе [2, 17] и в регионе Алтай-Саяны-Прибайкалье [13]. Этот факт укрепляет предположения о том, что распознавание мест возможного возникновения сильных землетрясений по единственному чистому классу обучения путем его расширения адекватно постановке проблемы EPA. Использование «Барьера-3» принципиально не меняет процедуру распознавания EPA [2] как это делает метод FCAZ (Formalized Clustering And Zoning) [6, 7, 8, 9], так же разработанный в Геофизическом центре РАН. В данном случае изменяется лишь блок распознавания с обучением. На место «Коры-3» приходит «Барьер-3», оставляя без изменения блоки морфоструктурного районирования и измерения геолого-геофизических параметров. Таким образом, в классической методике EPA возможно варьирование блока распознавания образов: «Алгоритм дихотомии» ↔ «Барьер-3». При хорошей согласованности обоих вариантов мы можем говорить о большой достоверности результата.

Заметим, что независимо полученные положительные варианты распознавания алгоритмами «Барьер-3» и «Кора-3» делают их контрольными экспериментами друг для друга. В силу достаточной близости результатов эти контрольные эксперименты следует признать удачными. Это повышает оценку достоверности как результата EPA («Кора-3»), так и EPA («Барьер-3»).

Литература

1. Алексеевская М.А., Габриэлов А.М., Гвишиани А.Д., Гельфанд И.М., Ранцман Е.Я. Морфоструктурное районирование горных стран по формализованным признакам // Вычислительная сейсмология. Вып. 10. Распознавание и спектральный анализ в сейсмологии. Под ред. Кейлис-Борока В.И. М., 1977. С. 33-49.

2. Гвишиани А.Д., Агаян С.М., Дзебоев Б.А., Белов И.О. Распознавание мест возможного возникновения эпицентров сильных землетрясений с одним классом обучения // Доклады Академии наук. 2017. Т. 474. № 1. С. 86-92. DOI: 10.7868/S0869565217130175.

3. Гвишиани А.Д., Горшков А.И., Жидков М.П., Ранцман Е.Я., Трусов А.В. Распознавание мест возможного возникновения сильных землетрясений. XV. Морфоструктурные узлы Большого Кавказа, M ≥ 5.5 // Вычислительная сейсмология. Вып. 20. Численное моделирование и анализ геофизических процессов. Под ред. Кейлис-Борока В.И. М., 1987. С. 136-148.

4. Гвишиани А.Д., Горшков А.И., Кособоков В.Г., Ранцман Е.Я. Морфоструктуры и места землетрясений Большого Кавказа // Известия Академии наук СССР. Физика Земли. 1986. № 9. С. 45-55.

5. Гвишиани А.Д., Горшков А.И., Ранцман Е.Я., Систернас А., Соловьев А.А. Прогнозирование мест землетрясений в регионах умеренной сейсмичности. М.: Наука. 1988. 176 с.

6. Гвишиани А.Д., Дзебоев Б.А. Оценка сейсмической опасности при выборе мест захоронения радиоактивных отходов // Горный журнал. 2015. № 10. С. 39-43. DOI: 10.17580/gzh.2015.10.07.

7. Гвишиани А.Д., Дзебоев Б.А., Агаян С.М. Интеллектуальная система распознавания FCAZm в определении мест возможного возникновения сильных землетрясений горного пояса Анд и Кавказа // Физика Земли. 2016. № 4. С. 3-23. DOI: 10.7868/S0002333716040013.

8. Гвишиани А.Д., Дзебоев Б.А., Агаян С.М. О новом подходе к распознаванию мест возможного возникновения сильных землетрясений на Кавказе // Физика Земли. 2013. № 6. С. 3-19. DOI: 10.7868/S0002333713060045.

9. Гвишиани А.Д., Дзебоев Б.А., Сергеева Н.А., Рыбкина А.И. Формализованная кластеризация и зоны возможного возникновения эпицентров значительных землетрясений на Крымском полуострове и Северо-Западе Кавказа // Физика Земли. 2017. № 3. С. 33-42. DOI: 10.7868/S0002333717030036.

10. Гвишиани А.Д., Кособоков В.Г. К обоснованию результатов прогноза мест сильных землетрясений, полученных методами распознавания // Физика Земли. 1981. № 2. С. 21-36.

11. Гельфанд И.М., Губерман Ш.А., Извекова М.Л., Кейлис-Борок В.И., Ранцман Е.Я. Распознавание мест возможного возникновения сильных землетрясений. I. Памир и Тянь-Шань // Вычислительная сейсмология. Вып. 6. Вычислительные и статистические методы интерпретации сейсмических данных. Под ред. Кейлис-Борока В.И. М., 1973. С. 107-133.

12. Гельфанд И.М., Губерман Ш.А., Кейлис-Борок В.И., Кнопов Л., Пресс Ф.С., Ранцман Е.Я., Ротвайн И.М., Садовский А.М. Условия возникновения сильных землетрясений (Калифорния и некоторые другие регионы) // Вычислительная сейсмология. Вып. 9. Исследование сейсмичности и моделей Земли. Под ред. Кейлис-Борока В.И. М., 1976. С. 3-91.

13. Дзебоев Б.А., Гвишиани А.Д., Белов И.О., Татаринов В.Н., Агаян С.М., Барыкина Ю.В. Распознавание мест возможного возникновения сильных землетрясений на основе алгоритма с единственным чистым классом обучения: I. Алтай-Саяны-Прибайкалье. M ≥ 6.0 // Физика Земли. 2019. № 4. С. 33-47. DOI: 10.31857/S0002-33372019433-47.

14. Соловьев А.А., Новикова О.В., Горшков А.И., Пиотровская Е.П. Распознавание расположения потенциальных очагов сильных землетрясений в Кавказском регионе с использованием ГИС-технологий // Доклады академии наук. 2013. Т. 450. № 5. С. 599-601. DOI: 10.7868/S0869565213170222.

15. Соловьев Ал.Ан., Гвишиани А.Д., Горшков А.И., Добровольский М.Н., Новикова О.В. Распознавание мест возможного возникновения землетрясений: методология и анализ результатов // Физика Земли. 2014. № 2. С. 3-20. DOI: 10.7868/S0002333714020112.

16. Соловьев Ал.Ан., Горшков А.И., Соловьев Ан.Ал. Применение данных по литосферным магнитным аномалиям в задаче распознавания мест возможного возникновения землетрясений // Физика Земли. 2016. № 6. С. 21-27. DOI: 10.7868/S0002333716050148.

17. Dzeboev B.A., Soloviev A.A., Dzeranov B.V., Karapetyan J.K., Sergeeva N.A. Strong earthquake-prone areas recognition based on the algorithm with a single pure training class. II. Caucasus, M ≥ 6.0. Variable EPA method // Russian Journal of Earth Sciences (RJES). 2019. Vol. 19. ES6005. DOI: 10.2205/2019ES000691.

УДК 550.34

ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ И РИСКА ТЕРРИТОРИИ РСО-АЛАНИЯ

Дзеранов Б.В., Баскаев А.Н., Макиев В.Д., Архиреева И.Г., Шепелев В.Д., Габараев А.Ф., Дзугкоев А.Р., Морозов Ф.С., Персаева З.В.

ГФИ ВНЦ РАН, Владикавказ, Россия

Аннотация. Сейсмическая опасность и риск являются двумя важнейшими понятиями в инженерном проектировании. Хотя понятия сейсмическая опасность и сейсмический риск часто используются взаимозаменяемо, они принципиально различны. Кроме того, сейсмический риск более важен для целей проектирования. Оценка сейсмической опасности – это попытка измерить сейсмическую опасность и связанную с ней неопределенность во времени и пространстве и предоставить оценки сейсмической опасности для оценки сейсмического риска и других целей. Хотя оценка сейсмической опасности является в большей степени научной проблемой, она заслуживает особого внимания, так как имеет существенное значение для общества. Обычно для оценки сейсмической опасности используются два подхода, вероятностный анализ сейсмической опасности (ВАСО) и детерминистический анализ сейсмической опасности (ДАСО). Самым большим недостатком ДАСО является то, что временными характеристиками (то есть частотой возникновения землетрясений и связанной с ними неопределенностью) часто пренебрегают. В данной работе приведен анализ работ по оценке сейсмической опасности территории РСО-Алания а так же приведена методика для оценки сейсмического риска, который будет проводиться на следующем этапе.

Введение

Сейсмическая опасность и риск – два наиболее часто используемых термина в инженерной сейсмологии и сейсмостойком строительстве. Хотя эти два термина часто используются взаимозаменяемо, они представляют собой принципиально разные понятия [2]. Сейсмическая опасность определяется как «вероятность возникновения опасных природных явлений, связанных с землетрясением, таких как сотрясение грунта, образование разлома или разжижение грунтов» [29], или «свойство землетрясения вызывать повреждения или потери» [28]. Сейсмический риск определяется как «вероятность возникновения этих последствий (т.е. неблагоприятных последствий для общества, таких как разрушение зданий или гибель людей, которые могут возникнуть в результате сейсмических опасностей)» [29], или «Вероятность того, что некоторые люди понесут убытки или что среда их обитания будет повреждена» [28]. Другими словами, сейсмическая опасность описывает природное явление или свойство землетрясения, тогда как сейсмический риск описывает вероятность потери или повреждения, которые могут быть вызваны сейсмической опасностью. Исходя их вышесказанного, сейсмический риск можно представить в виде формулы (1), где он представлен как произведение сейсмической опасности на уязвимость.

$$\text{Сейсмический риск} = \text{Сейсмическая опасность} \times \text{Уязвимость} \quad (1)$$

Как показано в формуле 1, высокая сейсмическая опасность не обязательно означает высокий сейсмический риск, и наоборот. Если нет уязвимости для зданий и сооружений, а

так же для людей, то и риск, соответственно, равен нулю. Этот пример также демонстрирует, что инженерное проектирование или меры по снижению сейсмической опасности могут отличаться от таковых для снижения сейсмического риска. Сейсмическая опасность не может быть уменьшена, но сейсмический риск всегда может быть уменьшен путем смягчения сейсмической опасности, т.е. снижения уязвимости. Поэтому, очень важно четко различать сейсмическую опасность и риск (табл.1).

Таблица 1

Разница между сейсмическим риском и опасностью

Сейсмическая опасность	Сейсмический риск
Природное явление, вызванное землетрясением, такое как разлом, грунтовые колебания, разжижение.	Вероятность ущерба, если кто-то или что-то (уязвимость) подвержено сейсмической опасности.
Количественная оценка	
Физические измерения (магнитуда, пиковые грунтовые ускорения, интенсивность)	Вероятность
Временные оценки	Физические/экономические оценки
Пространственные оценки	Временные оценки
	Пространственные оценки

Оценка сейсмической опасности

Исходя из вышеприведенного, для оценки сейсмического риска территории РСО-Алания необходимо оценить сейсмическую опасность рассматриваемого региона. Для оценки сейсмической опасности существуют два подхода: детерминистический анализ сейсмической опасности (ДАСО) и вероятностный анализ сейсмической опасности (ВАСО).

В случае детерминистического подхода оценка сейсмической опасности производится путем рассмотрения конкретного сценария сейсмической активности, состоящего из принятого землетрясения определенной силы, произошедшего в определенном месте. Вероятностный же метод сочетает альтернативные модели очагов, периоды повторяемости и зависимости затухания сильного движения, а также явные и случайные неопределенности в вероятностной модели сейсмической опасности для получения вероятности превышения конкретного уровня грунтовых движений.

Вероятностная оценка сейсмической опасности является наиболее широко принятым подходом. Данный метод был разработан Корнеллом и переведен в числовой алгоритм Мак-Гайром. В мировой практике существуют различные подходы к построению моделей зон ВОЗ, но задача у них одна – адекватно описать распределение землетрясений в пространстве и времени. Модель сейсмического эффекта обычно представлена функциональной зависимостью, определяющей величину воздействия на той или иной площадке от землетрясений различных магнитуд при разных гипоцентральных расстояниях.

Территория Республики Северная Осетия-Алания, да и в целом рассматриваемый регион, характеризуется высокой интенсивностью динамических геологических процессов [25] и связанными с ними опасностями как естественной, так и техногенной природы. Сейс-

мическая опасность территории изучалась рядом исследователей и эти работы, в основном, были связаны с задачами общего районирования (ОСР) территории СССР. В 1991 году для Кавказа была составлена «временная карта ОСР», для составления которой хоть и был использован сейсмотектонический подход, определение повторяемости характеризовалось все тем же недостатком, что и карты ОСР – 78. В результате комплексных исследований, выполненных в 1991-1997 гг. под руководством Объединенного института физики Земли был создан принципиально новый комплект карт для территории России – ОСР-97. Хотя в этой карте нет недостатков, присущих картам прошлых лет, из-за мелкого масштаба (электронный масштаб 1:2 500 000), комплект карт, фактически, непригоден в практических целях градостроительных задач для такой малой территории как Республика Северная Осетия. С другой стороны, от карты этого и не требовалось. Карты ОСР, в том числе, ОСР-97 являются картами для принятия принципиальных решений, но, тем не менее, достаточно общих решений для планирования развития большой страны [2, 4].

Исследованиями по определению и параметризации зон сейсмических очагов в последние десятилетия занимались В. П. Солоненко, В. С. Хромовских, Е. А. Рогожин, В. И. Уломов, В. Г. Трифонов, И. П. Гамкрелидзе и др. [9, 10, 12-15, 17, 18, 24; 30]. На основе результатов работ по изучению активных разломов, расположенных к югу от Главного Кавказского хребта, были выбраны параметры очаговых зон по данным работы И. П. Гамкрелидзе [24], а к северу от хребта – по данным Е. А. Рогожина и др. [12, 14, 17].

Максимальная магнитуда ожидаемых землетрясений (сейсмический потенциал, $M_{макс}$) оценивалась по результатам применения внерегионального сейсмотектонического метода оценки сейсмической опасности, предложенного Г. И. Рейснером. Использование внерегионального сейсмотектонического метода оценки сейсмического потенциала, основы которого описаны в ряде публикаций [11, 16], показало, что Северный Кавказ представляет собой область весьма высокой сейсмической опасности.

После составления этих карт была выполнена параметризация очагов, т.е. для каждого из очагов оценивалась их $M_{макс}$ – наибольшая возможная магнитуда. Это наиболее трудная задача в процессе параметризации зон ВОЗ. $M_{макс}$ определялась по данным ряда авторов [12, 22; 30].

Второй существенный параметр, характеризующий ожидаемые землетрясения, это диапазон глубин очагов, в которых зарождается большинство сейсмических событий соответствующей магнитуды. Согласно многочисленным исследованиям Кавказ представляет собой регион верхнекорового расположения очагов – глубина их не превышает 20 – 25 км (более глубокая сейсмичность наблюдается в Терско-Сунженской зоне в районе г. Грозного и в Каспийском море). Так как для этого района распределение очагов по глубине не проводилось, для расчетов было принято среднее значение глубины равное 10 км.

Для оценки параметров соотношения повторяемости был проверен и исправлен каталог землетрясений. Исправленный каталог Кавказа содержит более 61 000 землетрясений, включая 300 исторических событий [1, 30], которые произошли в течение 2000 лет. Этот каталог был проверен и исправлен. Вероятностный анализ опирается главным образом на предположение, что сейсмичность следует Пуассоновскому распределению. Это предполагает изъятие из каталога любого события не подчиняющегося такому распределению. Если

рассматривать только главные события, обнаруживается, что поведение землетрясений для больших территорий удовлетворительно описывается Пуассоновской моделью. В этих случаях использование моделей оценки сейсмической опасности оправдано. Далее, используя случайную выборку, мы выбираем события из каждого магнитудного диапазона (с шагом 0,5 единиц магнитуды) таким образом, чтобы их количество соответствовало среднему уровню сейсмичности для данной области. Аналогичную процедуру проводим для слабых событий (M<4,5) с той лишь разницей, что мы берем некие стандартные пространственно-временные окна для каждого диапазона магнитуд. Таким путем мы составили каталог «независимых» событий.

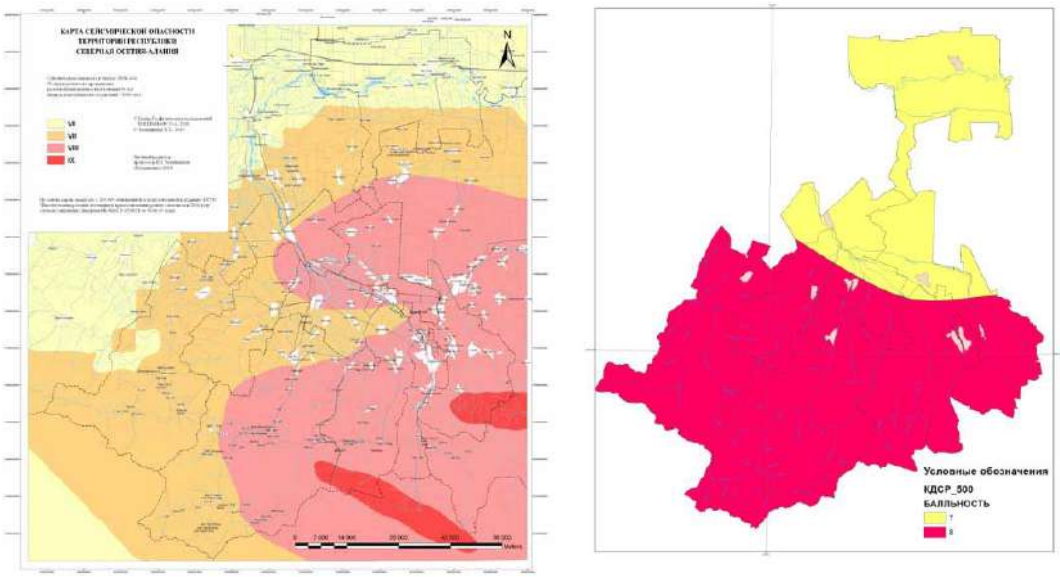
Пороговая магнитуда для всего каталога, а также значения a и b закона повторяемости были определены для вышеуказанных четырех тектонических зон в связи с тем, что их расчет для отдельных зон ВОЗ невозможен из-за отсутствия данных. Значение b закона повторяемости определяется по формуле Гутенберга-Рихтера.

Эффект землетрясения оценивался на основе использования двух различных параметров: макросейсмической интенсивности и пикового ускорения основания.

На сегодняшний день в мире для определения сейсмических нагрузок для инженерных проектов, как правило, используется вероятностная оценка сейсмической опасности. Вероятностный подход представляет собой более систематизированный метод для оценки количества, размеров и местоположения будущих землетрясений [21, 23; 27], чем это делается при использовании других методов. Формальные процедуры для вероятностной оценки включают в себя определения пространственно-временных неопределенностей для прогнозируемых (будущих) землетрясений. Важным этапом в развитии метода стала компьютерная программа Мак Гайра EQRISK [26]. Программа была широко распространена и по сегодняшний день весьма популярна. В связи с этим, вероятностную оценку сейсмической опасности часто называют методом Корнелла-Мак Гайра. Программа включает в себя интегрирование по распределению неопределенностей.

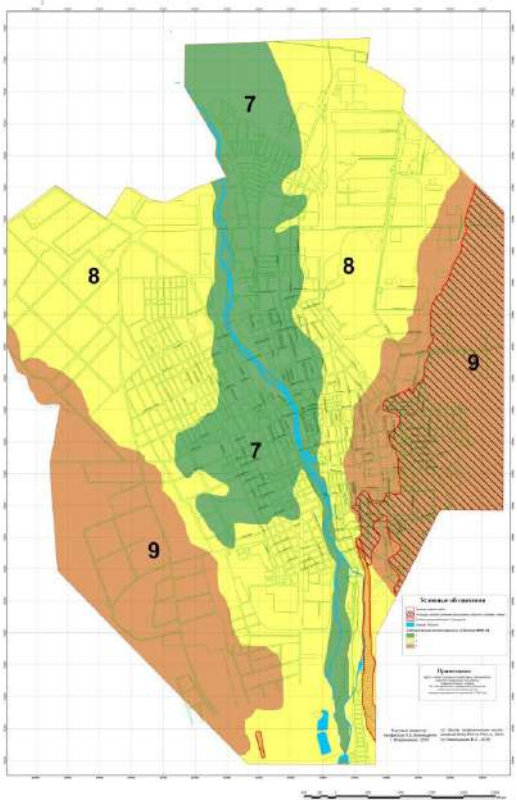
На основе анализа различных данных (сейсмологических, геологических, геофизических и т.д.) для территории Северной Осетии были созданы карты сейсмической опасности, определенные как вероятность превышения фиксированной величины сотрясений в течение различных времен экспонирования. Созданный набор карт включает карты для макросейсмической интенсивности и пикового грунтового ускорения (PGA) для повторяемости 50 лет с вероятностью превышения 1%, 2%, 5% и 10% [8].

Позже в 2019 г. Ю.К. Черновым была построена карта сейсмической опасности на основе формулы полной вероятности, где условная вероятность описывает неопределенности, связанные с прогнозированием параметров сотрясений грунта при возникновении потенциально опасных очагов землетрясений, а безусловная – неопределенности возникновения этих очагов в данном месте в заданный промежуток [19; 20]. Сравнение карт 5% вероятности превышения расчетной интенсивности приведено на рис. 1. В общем можно отметить довольно хорошее соответствие обеих карт карте ОСР. С той разницей, что в карте 2010 г. в северной части выделяется 6-балльная зона, а в юго-восточной появляются две узкие протяженные зоны 9-балльной интенсивности, а на юго-западе – 7-балльная.



а б

Рис. 1. Сопоставление карт сейсмической опасности территории РСО-Алания с 5% вероятностью превышения расчетной интенсивности: а – 2010 г., б – 2019 г.



После построения карт ДСР были построены карты сейсмического микрорайонирования (СМР) или карты сейсмической опасности территорий городов РСО-Алания в масштабе 1:10 000. Первой была построена карта СМР для города Владикавказа (рис. 2). В дальнейшем были проведены работы по сейсмическому микрорайонированию территорий городов и крупных населенных пунктов РСО-Алания, города Моздок, Ардон, Алагир, Дигора, а также с. Чикола. При построении карт СМР учитывается влияние местных грунтовых условий на сейсмический эффект [2, 5, 7].

Рис. 2. Карта сейсмической микрорайонирования (СМР) территории г. Владикавказа

Оценка сейсмического риска

Обладая всей приведенной выше информацией, мы уже вплотную подходим к оценке сейсмического риска, но нам для этого еще понадобится определить численность населения по населенным пунктам РСО-Алания (табл. 2).

Таблица 2

Численность населения Российской Федерации по муниципальным образованиям на 1 января 2019 года.(по данным Росстата)

Населённые пункты с численностью населения более 5000 чел.	Численность населения
Владикавказ	304 897
Моздок	42 155
Беслан	37 196
Алагир	20 013
Ардон	19 331
Заводской	16 209
Эльхотово	12 491
Сунжа	12 082
Ногир	11 847
Кизляр	11 410
Дигора	10 072
Октябрьское	10 067
Михайловское	9217
Чермен	8508
Архонская	8394
Гизель	8163
Камбилеевское	6784
Майское	6269
Чикола	6810
Змейская	6744
Павлодольская	5456
Луковская	5222

Основываясь на полученных данных по плотности населения, нам остается произвести паспортизацию застройки т.к. одноэтажные капитальные дома в селах и поселках будут иметь меньшую уязвимость по сравнению с многоэтажной городской застройкой. Для паспортизации созданы группы, которые будут исследовать типы застройки и уязвимость. Опять же сейсмический риск будет различен для будней и выходных дней т.к. многие из сел ездят на работу в городские центры, так же необходимо учесть и время суток, т.к. в дневное (рабочее) время большая часть населения находится в производственных и офисных помещениях, а вечером в домах. Все это представляется весьма непростой задачей. Кроме того, необходимо учесть, что сейсмический риск включает в себя не только социальные,

но также экономические потери от разрушения и повреждения зданий и сооружений, повреждение инфраструктуры и линий коммуникации [6]. В свою очередь, землетрясение может вызывать вторичные процессы, такие как образование разрывов в земной поверхности, разжижение грунтов и приводить к активизации склоновых процессов. Комплексная оценка сейсмического риска с учетом всех приведенных выше мероприятий планируется на следующей стадии исследований.

Литература

1. Бюс Е. И. Сейсмические условия Закавказья. Части I, II, III. Тбилиси: АН СССР, 1948, 1952, 1955.

2. Заалишвили В.Б., Мельков Д.А., Макиев В.Д. Макросейсмическое проявление сейсмических событий, обусловленное влиянием грунтовых условий и формирование карт сейсмического микрорайонирования // Геология и геофизика Юга России. 2018. № 1. С. 48-55.

3. Заалишвили В.Б., Чотчаев Х.О., Шемпелев А.Г. Признаки геодинамической обстановки и элементов структурно-вещественных комплексов Центрального Кавказа на глубинном разрезе геналдонского профиля // Геология и геофизика Юга России. 2018. № 4. С. 58-74.

4. Заалишвили В.Б., Чотчаев Х.О. Комплексный анализ геологических данных и скоростной модели ММЗ на разрезах Центрального Кавказа // Геология и геофизика Юга России. 2016. № 4. С. 52-67.

5. Заалишвили В.Б., Джгамадзе А.К., Мельков Д.А., Дзеранов Б.В., Габараев А.Ф., Габеева И.Л., Дзебоев Б.А., Кануков А.С., Шепелев В.Д. Уточнение инженерно-геологических условий территории с помощью микросейсм (на примере населенных пунктов республики Северная Осетия-Алания) // Геология и геофизика Юга России. 2015. № 1. С. 5-20.

6. Заалишвили В.Б., Дзеранов Б.В., Невский Л.Н., Архиреева И.Г. Оценка сейсмического риска урбанизированной территории // Геология и геофизика Юга России. 2014. № 2. С. 22-29.

7. Заалишвили В.Б., Джгамадзе А.К., Гогичев Р.Р. О создании карт инженерно-геологического районирования населенных пунктов Республики Северная Осетия-Алания, как основы сейсмического микрорайонирования // Геология и геофизика Юга России. 2013. № 3. С. 20-28.

8. Заалишвили В.Б., Дзеранов Б.В., Габараев А.Ф. Оценка сейсмической опасности территории и построение вероятностных карт // Геология и геофизика Юга России. 2011. № 1. С. 48-58.

9. Нечаев Ю.В., Рейснер Г.И., Рогожин Е.А. и др. Геолого-геофизические и сейсмологические критерии потенциальной сейсмичности Западного Каспия //Разведка и охрана недр. 1998. №2. С. 13-16.

10. Палеосейсмогеология Большого Кавказа. М.: Наука, 1979. 188 с.

11. Рейснер Г.И., Иогансон Л.И. Комплексная типизация земной коры как основа для решения фундаментальных и прикладных задач. Статья 1 и 2, Бюлл. МОИП, 1997, отд. геол., Т.72, вып.3, С. 5-13.

12. Рогожин Е.А. История активности сейсмогенерирующих структур Северной Евразии в голоцене // Докл. РАН. 2000. Т. 370, №3. С. 390-392.

13. Рогожин Е.А., Богачкин Б.М., Нечаев Ю.В. Сейсмотектонические значения поперечной зональности северо-западной части Большого Кавказа. // Построение моделей раз-

вития сейсмического процесса // Гос. науч.-тех. Программа России: Глобальные изменения природной среды и климата. М.: ОИФЗ, 1993. С. 139-148.

14. Рогожин Е.А., Нечаев Ю.В. и др. Тенденция развития сейсмичности Кавказа и сейсмогенерирующие зоны Ставрополья // Разведка и охрана недр. 1998. №2. С. 23-28.

15. Рогожин Е.А., Остач О.М., Джибсон Р. и др. Интенсивное оползнеобразование в Ставропольском крае как пример «тихой» природной катастрофы // Федеральная система сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений: Инф.-анал. Бюл. 1994.

16. Рогожин Е.А., Рейснер Г.И., Иогансон Л.И. Оценка сейсмического потенциала Большого Кавказа и Апеннин независимыми методами //Современные математические и геологические модели в задачах прикладной геофизики: Избр. Науч. Тр. / Под ред. акад. В.Н. Страхова. М.: ОИФЗ РАН, 2001. С. 279-300.

17. Рогожин Е.А., Страхов В.Н., Юнга С.Л. Новая концепция прогноза землетрясений // Комплексирование сейсмологических и наземно-космических геофизических методов в целях среднесрочного и краткосрочного прогноза землетрясений. М.: ОИФЗ РАН, 1999. С. 31.

18. Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. М.: Научный Мир, 1999. 252 с.

19. Чернов Ю.К., Заалишвили В.Б., Дзеранов Б.В. Модели сейсмичности для вероятностного детального сейсмического районирования территории РСО-Алания // Геология и геофизика Юга России. 2018. № 4. С. 162-178.

20. Чернов Ю.К., Чернов А.Ю., Читишвили М.И. Модели сильных движений грунта для вероятностного детального сейсмического районирования территории РСО-Алания. Часть 2. С.161-178.

21. Bazzurro P. and C. A. Cornell (1999). Disaggregation of Seismic Hazard, Bull. Seism. Soc. Am. 89, 2, P. 501-520.

22. Chelidze T., Javakhishvili Z., 2003, Natural and technological hazards of territory of Georgia: implications to disaster management. Journal of Georgian Geophysical Society. Issue (A) Solid Earth, v. 8. P. 3-18.

23. Cornell C. A. Engineering risk in seismic analysis. Bull. Seism. Soc. Am. 54 1968, P. 583-1606

24. Gamkrelidze, I., T. Giorgobiani, S. Kuloshvili, G. Lobjanidze, G. Shengelaia (1998). Active Deep Faults Map and the Catalogue for the Territory of Georgia. Bulletin of the Georgian Academy of Sciences, 157, N1, P. 80-85.

25. McClusky S., Balassanian S., Barku C. et al. Global Position System constraints on plate kinematics and dynamics of the Mediterranean and Caucasus // J. Geophys. Res.2000. Vol. 105, N B3. P. 55 695-5719.

26. McGuire R., 1976, FORTRAN computer program for seismic risk analysis, US Geological Survey, open file report, P. 76-67.

27. McGuire R., 1995, Probabilistic Seismic hazard analysis and design earthquakes: closing the loop. vol. 83, No 5, P. 1275-1284.

28. McGuire, R.K. (2004). Seismic Hazard and Risk Analysis, Earthquake Engineering Research Institute, Oakland, CA.

29. Reiter, L. (1990).Earthquake Hazard Analysis: Issuesand Insight, Columbia University Press, New York.

30. Ulomov V.I., Shumilina L.S., Trifonov V.G. et al. 1999. Seismic Hazard of Northern Eurasia// Annali di Geofisica. vol. 42, N6, P. 1023-1038.

УДК 550.34.01

ВЛИЯНИЕ ВНЕШНЕГО МЕХАНИЧЕСКОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ДИНАМИКУ АТОМНО-МОЛЕКУЛЯРНОГО ДВИЖЕНИЯ В ГРАНИТЕ

Заалишвили В.Б.[1], Бурдзиева О.Г.[1], Туаев Г.Э.[1,2], Козырев Е.Н.[1], Магкоев Т.Т.[1,2]

[1]ГФИ ВНЦ РАН, Владикавказ, Россия

[2]СОГУ им. К.Л. Хетагурова, Владикавказ, Россия

К настоящему времени практически неизученным остается вопрос о характере влияния внешнего механического воздействия на динамику движения атомов и молекул в твердом теле. Вместе с тем, именно эта взаимосвязь определяет те или иные особенности поведения твердого тела, поскольку наблюдаемые макроскопические проявления являются суперпозицией движений отдельных атомов и молекул. С точки зрения геофизики эти вопросы занимают одно из ключевых мест, поскольку позволяют установить фундаментальную взаимосвязь между движением отдельных атомов и молекул, в частности, их вибраций, и динамикой поведения среды как целого при внешних воздействиях, например, сейсмики и атомных колебаний [1]. В связи с этим, целью настоящей работы являлось установление характера отклика колебаний атомов в модельной геологической пробе – граните – на внешнее механическое воздействие различной интенсивности и частоты. Одним из наиболее эффективных физико-химических методов изучения атомных и молекулярных колебаний в веществе является метод инфракрасной Фурье-спектроскопии, который в последнее время находит широкое применение в геологии и геофизике [2]. В настоящей работе использован Фурье-спектрометр ФСМ-1202 (Инфраспек), блок-схема которого приведена на рисунке 1.

Рис. 1. Блок-схема инфракрасного Фурье-спектрометра ФСМ 1202

Этот прибор предназначен для измерения оптических спектров в инфракрасной области в твердых, жидких и газообразных образцах, а также количественного анализа органических и неорганических веществ, по спектрам в инфракрасной области. Принцип действия прибора заключается в использовании двухлучевого интерферометра Майкельсона, в котором оптическая разность хода изменяется за счет движения (сканирования) одного из зеркал в плечах интерферометра. Оптическое излучение от источника проходит через интерферометр, на выходе которого регистрируется интерферограмма, представляющая собой зависимость интенсивности светового потока от оптической разности хода. Спектр, как зависимость интенсивности излучения от волнового числа, получается путем обратного преобразования Фурье интерферограммы. Сканирование зеркала в интерферометре осуществляется с помощью прецизионного механизма и системы управления, обеспечивающей стабилизацию скорости сканирования на участке регистрации интерферограммы. Оптическая разность хода определяется с помощью референтного канала, регистрирующего интерферограмму излучения He-Ne лазера на том же интерферометре. Фурье-спектрометр имеет модульную конструкцию и выполнен в виде настольного прибора с отдельным компьютером. Модуль интерферометра герметизирован и может быть осушен или заполнен инертным газом. В кюветном отделении Фурье-спектрометра могут устанавливаться различные кюветы для исследования жидкостей и газов, а также приставки для измерения зеркального и диффузного отражения и спектров многократного нарушения полного внутреннего отражения (МНПВО). Образцы гранита, предварительно подготовленные в виде плоскопараллельных пластин эффективным размером 10 х 10 х 1 мм^3 устанавливались в кюветное отделение спектрометра. С использованием механического генератора на образцы подвались сигналы различной частоты, а именно, 0, 5, 10^2, 10^5 Гц. При этом происходила регистрация инфракрасных спектров, серия которых при различных частотах внешнего механического воздействия приведена на рисунке. 2.

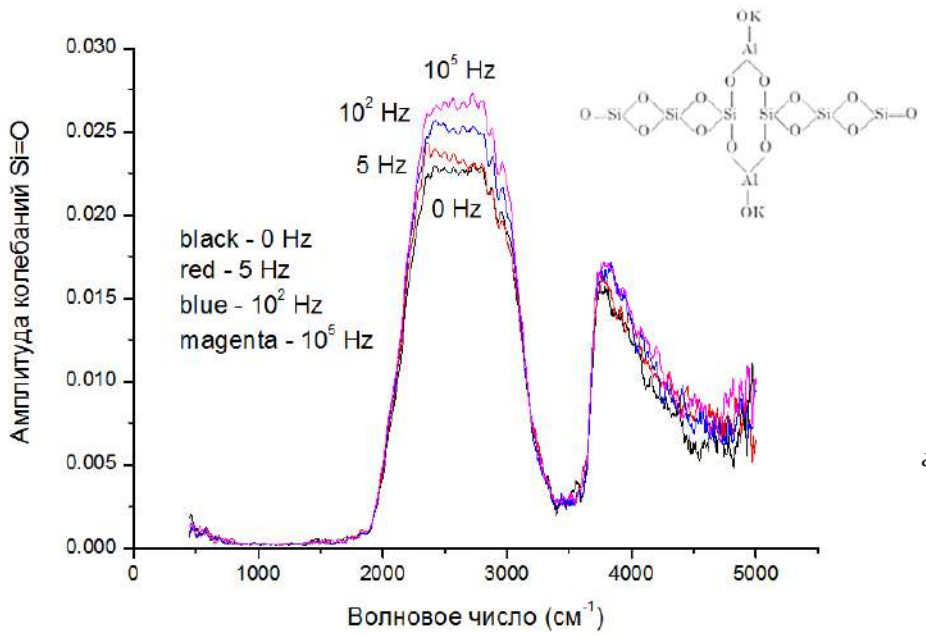


Рис. 2. Инфракрасные Фурье-спектры гранита при различных частотах внешнего механического воздействия

Видно, что все спектры по наличию и энергетическому положению колебательных линий качественно подобны. Наиболее явные различия, характерные для разных частот внешнего механического воздействия, относятся к интенсивности линий при значениях волнового числа в области 2000-3000 см$^{-1}$. Эта спектральная полоса колебательных частот соответствует связи Si=O в исследуемом образце гранита (вставка на рис. 2). Причем, как видно из рисунка 2, колебательные особенности спектров вне диапазона 2000-3000 см$^{-1}$ практически полностью идентичны друг другу при всех исследованных частотах внешнего воздействия. Это указывает на то, что при внешнем воздействии наибольшее изменение претерпевают межионные связи в граните $Si^{2+} – O^{2-}$, причем с ростом частоты внешней силы увеличивается амплитуда колебаний этих связей. Это может приводить к изменению длин и углов связей в решетке гранита и появлению в связи с этим внутренних механических напряжений. Неизменность спектров, за исключением области, соответствующей межионным колебаниям (2000-3000 см$^{-1}$) позволила выявить, что внешнее воздействие приводит не только, и возможно, не столько к механическому смещению зерен относительно их границ или вдоль внутренних дефектов гранита, а к более фундаментальному изменению состояния межатомных связей, что и определяет те или иные его макромеханические проявления.

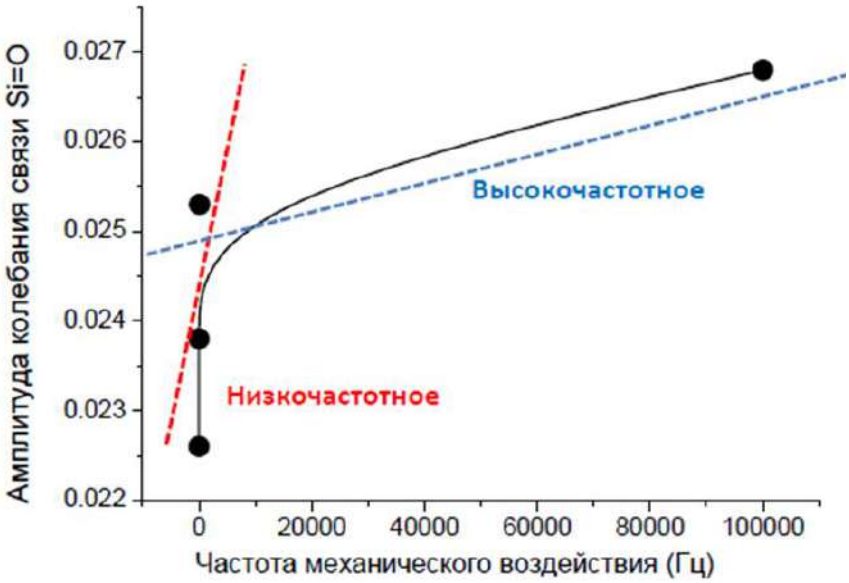


Рис. 3. Зависимость амплитуды колебаний внутримолекулярной связи Si=O от частоты внешнего механического воздействия

Зависимость амплитуды (A) колебаний связей Si=O от частоты внешнего воздействия ϖ носит явно нелинейный характер, что иллюстрируется рисунком 3. Для удобства и возможных прогнозов поведения гранита при других частотах внешнего воздействия данную зависимость можно представить в следующем аналитическом виде:

$$A = 0{,}2262 + 2{,}46537E\text{-}4\ \varpi - 2{,}1986E\text{-}6\ \varpi^{2} + 2{,}19614E\text{-}11\ v^{3}$$

Как видно из рисунка 3, вначале с ростом частоты внешнего воздействия, наблюдается довольно резкий рост амплитуды вибраций межионной связи Si=O, переходящей в область более замедленного роста с увеличением частоты воздействия. Это указывает на то, что в области более низких частот воздействия динамика внутренней атомной структуры гранита более активна и становится менее активной при больших частотах воздействия. Это можно расценивать как указание на то, что при достижении определенной частоты воздействия внешней силы величина амплитуды межатомных колебаний в граните становится критической, за пределами которой она малочувствительна к внешнему воздействию. В первом приближении зависимость, изображенную на рисунке 3, можно аппроксимировать двумя линейными участками, точку пересечения которых, с учетом изложенного, можно считать пределом прочности атомной решетки гранита.

Таким образом, в настоящей работе показано, что внешнее механическое воздействие на гранит приводит к довольно ярко выраженному изменению амплитуды вибраций межионной связи Si=O без существенного изменения её волнового числа. Обнаружено, что повышение частоты внешнего воздействия приводит к увеличению амплитуды колебаний связи Si=O. Данная зависимость имеет явно нелинейный вид, характеризующийся критической точкой, соответствующей пределу прочности атомной решетки гранита при переменном механическом воздействии.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 19-47-02010) и госзадания СОГУ (проект № 3.9281.2019).

Литература

1. Panzera F., Romagnoli G., Tortorici G., D'Amico S., Rizza M., Catalano S. Integrated use of ambient vibrations and geological methods for seismic microzonation, J. Appl. Geophys. 170 (2019) 103820. (https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2019.103820).

2. Chen Y., Zou C., Mastalerz M., Hu S., Gasaway C., Tao X. Applications of micro-Fourier transform infrared spectroscopy (FTIR) in the geological sciences—A Review, Int J Mol Sci. 16 (2015) 30223. (doi: 10.3390/ijms161226227).

УДК 550.34

К ВОПРОСУ ВЫБОРА ПАРАМЕТРА СЕЙСМИЧЕСКОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ, ХАРАКТЕРИЗУЮЩЕГО ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ ГРУНТОВОГО ДВИЖЕНИЯ

Заалишвили В.Б., Фидарова (Читишвили) М.И., Мельков Д.А., Кануков А.С.

ГФИ ВНЦ РАН, Владикавказ, Россия

Уже со времени создания динамической теории сейсмостойкости из простых соображений физической целесообразности в качестве показателя воздействия на здания и сооружения была введена величина ускорения движения основания или сила воздействия. Принято считать, что использование ускорения в качестве показателя уровня сейсмического воздействия позволяет адекватно характеризовать интенсивность землетрясений. Такой подход, являясь простым и удобным для практического использования, отражен в Строительных Нормах для сейсмостойкого проектирования и строительства в сейсмически опасных районах большинства стран мира. При этом, как правило, используются величины горизонтальных значений ускорений. Таким образом, при расчетах зданий и сооружений на сейсмические воздействия в качестве показателя сейсмического воздействия используется величина ускорения.

Инструментальные данные, полученные в последние годы показывают, что нередко величина динамического коэффициента усиления не зависит от значений пиковых ускорений грунта. Смещения и скорости колебаний частиц на рыхлых, дисперсных грунтах, как правило, превышают значения соответствующих показателей на плотных, скальных. При этом при целом ряде сильных землетрясений Японии и США значения ускорений на рыхлых и плотных грунтах, практически, совпадали.

Разрушительный потенциал ускорений не особенно надежен на самых различных уровнях воздействий. При ускорениях 0,4 g (Япония) наблюдались весьма незначительные повреждения и даже при ускорениях 1,8 g (Нортридж, США) повреждения были неадекватно малы. С другой стороны при ускорениях 0,1-0,2 g разрушения были весьма интенсивными (Япония, 1964; Мексика, 1985 и т.д.). В случае землетрясений данной магнитуды и расстояния ускорения оказываются распределенными по нормальному закону.

В последние годы делаются попытки при расчетах зданий и сооружений на сейсмические воздействия использовать величины скоростей колебаний грунтов, что, по мнению инженеров, позволяет непосредственно учитывать кинетическую, воздействующую и поглощаемую исследуемым объектом. Следует отметить, что и величина скорости не характеризуется высокой надежностью в качестве показателя потенциала «повреждаемости».

Очень часто, поврежденные или тем более разрушенные в результате землетрясения здания, априори, связывают с результатами низкого качества строительства. При этом, часто не обращают внимания на другие не менее важные факторы, которые определяют интегральный эффект сейсмического воздействия (тип здания, грунтовые условия, эпицентраль-

ное расстояние, спектральный состав приходящего воздействия, длительность процесса, резонансные явления и т.д.). Другими словами, при анализе последствий сильных и разрушительных землетрясений необходимо учитывать многофакторность влияния процесса землетрясения на застройку. Становится неясным, что определяет сейсмостойкость сооружения или какой параметр воздействия определяет его сейсмический эффект и является наиболее важным для адекватной оценки сейсмостойкости.

Собственно результирующее грунтовое движение по энергетическому потенциалу делится, в некоторой степени, условно на 2 группы: слабое движение от удаленного или слабого землетрясения и сильное движение от близкого или сильного землетрясения. Для оценки сейсмической опасности необходимо оперировать параметрами сильного грунтового движения [15, 22, 28]. Для этого в отсутствие сильного землетрясения необходимо получать записи в ближней зоне землетрясения [18], т.к. пики ускорения с расстоянием сильно затухают [20, 21].

Таблица 1

Ускорения грунтов в ближней зоне землетрясения

№№, п/п	Землетрясение	Время события, год	Интенсивность, I, балл	Расстояние от эпицентра, r, миля	Максимальное ускорение, a[*g*]
1	Эль-Центр	1940	XI	4	0.33
2	Плотина Гувера	1948	VI	4	0.12
3	Холлистер	1951	VI	3	0.04
4	Хавтори	1952	V	5	0.03
5	Артвин	1953	V	1	0.06
6	Сузин Бэй	1955	VII	5	0.12
7	Плотина Хебгена	1958	IV	1	0.04
8	Холлистер	1960	VI	4	0.07
9	Лонг Бич	1961	IV	1	0.03
10	Мост Вилера	1963	VI	5	0.06

Анализ данных табл.1 показывает, что весьма близкое соседство с эпицентром высоких значений ускорения не показывает [16].

Ряд авторов, вообще, отрицает статистические различия между сильными и слабыми землетрясениями [29, 30]. В то же время, на двух различных участках (Анкона) были получены записи землетрясений с магнитудой M=3,4–4,5 и с максимальными ускорениями от 0,2 до 0,6 g. В ранних исследованиях традиционно считалось, что применение ускорений есть простейший и лучший путь для характеристики опасности землетрясений. Особенно он был предпочтителен для специалистов сейсмостойкого строительства, т.к. позволял определять силу воздействия. Обычно использовались горизонтальные значения, хотя величина вертикальных ускорений также может быть значительной [25].

Впервые были зарегистрированы весьма высокие значения до 1,3 – 1,4 g в Газли (б.СССР, 1976). До этого было получено высокое горизонтальное ускорение в США 1,15 –

1,25 g (1971 г.). Относительно связи диапазона вариаций максимумов (пиков) ускорений с разрушительным потенциалом можно рассмотреть следующий пример.

При Мексиканском землетрясении с M = 8,1 (1985 г.), максимальное ускорение в районах, где множество зданий было сильно повреждено и погибли тысячи людей, составило 0,17 g. Спустя 4 месяца, на северо-востоке штата Огайо (США) произошло землетрясение, которое произвело легкие повреждения (потолки и стекла). Грунтовое движение, записанное в основании АЭС в г. Перри в 17 км от эпицентра, при этом составило 0,18 g. Никаких повреждений и даже ощущения события здесь не было. Записи в Мехико-Сити состоят из преобладающего длиннопериодного движения, которое продолжалось более 2 минут. В Перри – короткопериодная запись длительностью в 1 с. Отсюда, в качестве разрушительного потенциала достаточно уверенно могло бы использоваться значение длительности движения грунта [1, 23], увеличение которой, при равных ускорениях, повышает сейсмическую опасность.

Некоторые исследования показывают [23] независимость динамических коэффициентов усиления от пиковых ускорений грунта. Так, смещение и скорости частиц на рыхлых грунтах больше, чем на скальных, а ускорения совпадают. Разрушительный потенциал ускорения не особенно надежен на самых различных уровнях [21]. Так, при ускорении 0.44 g наблюдались весьма слабые повреждения [19, 26, 31].

В последнее время увеличилось число использования в расчетах скорости колебаний грунтов, т.к. ее применение позволяет непосредственно оценивать кинетическую энергию, поглощаемую исследуемым объектом. Во всяком случае, как уже отмечалось, главную ответственность за повреждение зданий при низких частотах (ниже 2 Гц) несет ускорение. Совершенно непонятно, какая величина ускорения является границей разделения слабых и сильных движений. Если судить по уже упоминавшейся сейсмической шкале ММ, то с пятидесятых годов величина пиков ускорений возросла, по крайней мере, в 5 раз [14] и достигла для 7-9 баллов – 0,1-0,55 g, соответственно. В то же время, регистрация ускорений, превышающих силу тяжести, делает применение указанного параметра в сейсмостойком строительстве, на первый взгляд, неопределенным и нецелесообразным.

В то же время, опыт показывает, что при оценке сейсмической опасности нельзя определить силу сейсмического воздействия в данном пункте одним постоянным значением ускорения, зависящим от магнитуды и эпицентрального расстояния. Интересно отметить, что повреждения зданий были незначительными на участке, где было зарегистрировано высокое ускорение 1.6 g [24]. Автор объясняет это линейностью движения грунта. В случае землетрясений данной магнитуды и расстояния, ускорения оказываются распределенными по нормальному логарифмическому закону. Непостоянство ускорения сильно влияет на значение вероятности превышения прогнозируемым ускорением заданного порога [Bender, 1984]. Следует отметить, что с точки зрения инженера, представляют особый интерес частотные особенности колебаний грунтов оснований зданий и собственно зданий [14].

Как уже отмечалось выше, многие специалисты считают скорость более надежным показателем повреждаемости. К сожалению, ни один из параметров грунтового движения, даже скорость, не стала таким показателем. Различные измерения, основанные на комбинации параметров, характеризовались переменным успехом.

Анализом 250 записей было установлено, что наилучшая корреляция между началом повреждения и грунтовым движением может быть произведена с помощью т.н. интенсивности Ариаса [17]:

$$I = \frac{\pi}{2g}\int_0^{t_0} a^2(t)dt \quad (1)$$

или с помощью кумулятивной абсолютной скорости:

$$U = \int_0^{t_0} \|a(t)\|dt \quad (2)$$

где: $\|a(t)\|$ – абсолютная величина ускорения; U – сумма приращения скорости.

Справедливости ради следует отметить, что это совпадение результатов представляется редкой удачей [27]. Таким образом, повреждение есть комплексная функция амплитуды, частоты и продолжительности.

В этих условиях представляет практический и научный интерес использование параметра ранее введенного нами в практику сейсмического микрорайонирования, непосредственно связанного с амплитудой, частотой и продолжительностью колебаний. В виде такого параметра выступает площадь подспектральной области или площадь «реального» спектра [4]. Показатель этот апробирован при использовании способа виброспектров на участках с различными инженерно-геологическими условиями и известной проявленной интенсивностью сильных землетрясений [2, 3, 5-13, 32-38].

Выводы

1. При оценке сейсмической опасности нельзя определить силу сейсмического воздействия в данном пункте одним постоянным значением ускорения, зависящим от магнитуды и эпицентрального расстояния.

2. Требуется разработка параметра основанного на энергетической мере сейсмического воздействия. Таким образом, повреждение есть комплексная функция амплитуды, частоты и продолжительности.

3. Наилучшая корреляция между началом повреждения и грунтовым движением получена для интенсивности Ариаса. Представляет интерес использование площади реального и нормированного спектров

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-35-90127.

Литература

1. Аптикаев Ф.Ф. Учет длительности колебаний при инструментальной оценке сейсмической интенсивности. Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М., Наука, 1975. С. 234-239.

2. Геодакян Э.Г., Карапетян Дж.К., Заалишвили В.Б., Оганесян С.М., Саргсян С.Н. Спектральный анализ сейсмических воздействий в ближней зоне сильного землетрясения и особенности проявления // Геология и геофизика Юга России. 2016. № 4. С. 164-171.

3. Заалишвили В.Б. (а). Сейсмическое микрорайонирование по данным искусственного возбуждения колебаний грунтовой толщи. Автореф. канд. дисс. Тб., 1986, 21 с.

4. Заалишвили В.Б. Особенности динамического поведения грунтов при сейсмических воздействиях. Деп.СИФ, Тб.: Техинформ. № 1030-95 от 20.08.95 г.

5. Заалишвили В.Б., Гогмачадзе С.А., Гулиташвили С.А. Исследование полей импульсных и вибрационных источников для целей сейсмического микрорайонирования. Общесоюзная научн.-техн.прогр. Тб.: Машинопись. М Гос.рег. 01.9.00.016412, 1989. 127 с.

6. Заалишвили В.Б., Харебов К.С., Харебов А.К. Статистический анализ параметров базы данных сильных грунтовых движений // Геология и геофизика Юга России. 2013. № 4. С. 17-22.

7. Заалишвили В.Б. Некоторые проблемы практической реализации сейсмического микрорайонирования. Факторы, формирующие интенсивность землетрясения // Геология и геофизика Юга России. 2014а. № 3. С. 3-39.

8. Заалишвили В.Б. Зависимость спектральных характеристик сейсмических волн от строения верхней части разреза //Геология и геофизика Юга России. 2014б. № 4. С. 15-44.

9. Заалишвили В.Б., Мельков Д.А., Кануков А.С. База данных сети сейсмических наблюдений «Владикавказ» // Геология и геофизика Юга России. 2014. № 4-2. С. 14-18.

10. Заалишвили В.Б., Магкоев Т.Т., Мельков Д.А., Морозов Ф.С. Механизмы формирования нелинейно-неупругих явлений обусловленных нано-размерными частицами среды при интенсивных воздействиях // Геология и геофизика Юга России. 2016а. № 1. С. 48-60.

11. Заалишвили В.Б., Мельков Д.А., Дзеранов Б.В. Использование дробных значений величин сейсмической интенсивности в инженерной сейсмологии // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. 2016б. № 2. С. 52-60.

12. Заалишвили В.Б., Мельков Д.А., Макиев В.Д. Макросейсмическое проявление сейсмических событий, обусловленное влиянием грунтовых условий и формирование карт сейсмического микрорайонирования // Геология и геофизика Юга России. 2018. № 1. С. 48-55.

13. Заалишвили В.Б. Корреляционная связь между линейными и нелинейными характеристиками грунтов по инструментальным данным // Анализ, прогноз и управление природными рисками с учетом глобального изменения климата «Геориск – 2018». Материалы X Международной научно-практической конференции: в 2 т. / Отв. ред. Н.Г. Мавлянова. 2018. С. 337-341.

14. Поляков С.В. Последствия сильных землетрясений. М.: Стройиздат, 1978. 311 с.

15. Попова Е.В. Остаточные сейсмодеформации в грунтах и возможность их прогнозирования. Сейсмическое районирование. М., Наука, 1977. С.114-121.

16. Aki K. Scaling law of seismic spectrums. Journal of Geophysica1 Research, 73, 1967, P. 1217-1231.

17. Arias A.A. Measure of Earthquake Intensity. – Seismic Design of Nuclear Power Plants. MIT. PRESS. USA, 1970, P. 438-483.

18. Castellany A., Petrini V. Research Activity on Design Response Spectra for Italian Sites. Proc. World. Conf. Earth. Engineering, 5-th, Rome 1973, P. 1210-1213.

19. Evernden J.F., Hibbard R.R., Schneider J.F. A model for Predicting Seismic Intensity. Proc. World. Conf. Earthq. Engineering 5-th, Rome, 1973, P.1684-1687.

20. Fukushima I., Tanaka T. A new attenuation relation for Peak Horizontal Acceleration of Strong Earthquake Ground Motion in Japan. Shimizu Technical Research Bulletin, No 10, Tokyo, March 1991, P.1-11.

21. Fukushima I.,Tanaka T. A new attenuation relation for Peak Horizontal Acceleration of Strong Earthquake Ground Motion in Japan. Bull. of the Seismological Society of America, 1990, 80, N 4, P. 757-783.

22. Idriss I.M., Seed H.B. An Analysis of Ground Motions During the 1957 San-Francisko Earthquake. Bull. Seism. Soc. Amer. 58, 1968. P. 2013-2032.

23. Kiremidjian A., Shah H.C.Probabilistic S1te-Dependent Response Spectra. Structural Division Proceedings of Society Civil Engineering, 1980, 106, No. 1, P. 69-86.

24. Kudo K.Topics of Effects of Surface Geology on Strong-Ground Motion from the Recent Earthquakes in Japan and the activity of Japanese Working Group on Effects on Surface Geology. Proc. 10-th European Conference on Earthquake Engineering, Vienna, vol.4, 1995, P. 2635-2641.

25. Ohtahi K., Kobayashi H. The Relation Between The Buildings Damages and the Vibration Properties of Ground (in the case of Spitak Earthquake). Nist Spec. Publ., 1990, N 796, P. 234-252.

26. Omote S., Yoshimura K. Considerations on Earthquake Force Evaluation. Proc. World Conf. Earthq. Eng., 5-th, Rome, 1973, P. 1688-1691.

27. Reiter L.Earthquake Hazard Analysis. Golumbia Univ. Press, New York, 1991, 245 p.

28. Seed H.B., Romo M.P., Sun J.I., Jaime A.,Lysmer J. The Mexico Earthquake of September 19, 1985 – Relationships Between Soil Conditions and Earthquake Ground Motion. Earthquake Spectra – 4, N 4, 1988, P. 687-789.

29. Tocher D. Earthquake Energy and Cround Breakage. Bulletin of the Seismological Society of America, 48, 1958, P. 147-153.

30. Tocher D., Bakun M.A. A Comparizon of the Spectra of Small and Moderato Earthquakes. Proc. World Conf. Earthquake Engineering. 5-th, Rome, 1973, P. 1294-1297.

31. Trifunac M.D. Characterization of Responce Spectra by Parameters Governing. The Cross NANURE of Earthquake source MECHANISMS. Proc. World Conf. Earth. Eng. 5-th, Rome, 1973, P. 1688-1691.

32. Zaalishvili V.B. Assessment of seismic hazard of a territory // Earthquake Engineering – From Engineering Seismology to Optimal Seismic Design of Engineering Structures Sawires R., Peláez J.A., Fat-Helbary R.E., Ibrahim H.A., García Hernández M.T., Ramírez-Rojas A., Moreno-Torres L.R., Páez- Hernández R.T., Reyes-Ramírez I., Zaalishvili V.B., Muñoz-Diosdado A., Huang Ya.Ya., Kurzych A., Teisseyre K.P., Krajewski Z., Jaroszewicz L.R., Tosun H., Zhang Y., Stamatopoulos K.A., Kuo M.Ch.T. et al. Rijeka, 2015. P. 73-109.

33. Zaalishvili V.B., Melkov D., Kanukov A.S., Dzeranov B.V. Spectral-temporal features of seismic loadings on the basis of strong motion wavelet database // International Journal of GEOMATE. 2016a. V. 10. Issue 1. P. 1656-1661.

34. Zaalishvili V.B. Spectral characteristics of seismic waves at strong ground motions // International Journal of GEOMATE. 2016b. V. 10. Issue 2. P. 1706-1717.

35. Zaalishvili V.B., Magkoev T.T., Melkov D.A., Morozov F.S. Nature of nonlinear-inelastic effects in soils at intensive seismic impacts // The Ninth International Conference on Material Technologies and Modeling MMT-2016 Proceedings [Electronic resource]. 2016c. P. 79-86.

36. Zaalishvili V.B. Correlation between linear and nonlinear soil characteristics on instrumental data // The Ninth International Conference on Material Technologies and Modeling MMT-2016 Proceedings [Electronic resource]. 2016. P. 71-78.

37. Zaalishvili V.B., Gogmachadze S.A., Melkov D.A., Chotchaev Kh.O., Burdzieva O.G., Zaks T.V., Kanukov A.S., Gabaraev A.F. The specificities of foundation ground vibrations induced by pile driving under conditions of infill construction in an existing city block // Atlantis Highlights in Material Sciences and Technology Proceedings of the International Symposium «Engineering and Earth Sciences: Applied and Fundamental Research» dedicated to the 85th anniversary of H.I. Ibragimov (ISEES 2019). 2019a. P. 513-519.

38. Kharebov K.S., Zaalishvili V.B., Zaks T.V., Baskaev A.N., Arkhireeva I.G., Gogichev R.R., Maisuradze M.V., Chitishvili M.I. Influence of soils on impact parameters of seismic effect // Proceedings of the VIII Science and Technology Conference «Contemporary Issues of Geology, Geophysics and Geo-ecology of the North Caucasus» (CIGGG 2018) Cep. «Advances in Engineering Research» 2019b. P. 164-168.

УДК 699.841

РАСЧЕТНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ НОВЫХ НОРМ РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН СП РК 2.03-30-2017 «СТРОИТЕЛЬСТВО В СЕЙСМИЧЕСКИХ ЗОНАХ»

Ицков И.Е.

АО «КазНИИСА», Алматы, Казахстан

В статье рассматриваются некоторые особенности СП РК 2.03-30-2017, связанные с определением расчетных сейсмических воздействий и нагрузок на здания и сооружения, а также с проверками их регулярности в плане и по высоте.

Сейсмическая опасность территории РК характеризуется в СП РК 2.03-30-2017 комплектом карт общего сейсмического зонирования, имеющих вероятностную основу.

Разработка комплекта карт ОСЗ РК была выполнена ТОО «Институт сейсмологии» по техническому заданию и при сопровождении АО «КазНИИСА». Правила применения карт ОСЗ при проектировании зданий и сооружений были разработаны АО «КазНИИСА».

Комплект карт общего сейсмического зонирования территории РК содержит:

– карты ОСЗ-1_{475} и ОСЗ-2_{475}, отражающие 10 % вероятность возможного превышения в течение 50 лет указанных на них значений сейсмической интенсивности (средний период повторяемости таких сотрясений 475 лет);

– карты ОСЗ-1_{2475} и ОСЗ-2_{2475}, отражающие 2 % вероятность возможного превышения в течение 50 лет указанных на них значений сейсмической интенсивности (средний период повторяемости таких сотрясений 2475 лет).

На картах ОСЗ-1_{475} и ОСЗ-1_{2475} сейсмическая опасность территории характеризуется изолиниями с референтными значениями (в долях g) горизонтальных пиковых ускорений $a_{gR(475)}$ и $a_{gR(2475)}$, относящимися к скальным геологическим формациям.

На картах ОСЗ-2_{475} и ОСЗ-2_{2475} выделены зоны, в пределах которых сейсмическая опасность условно принята постоянной и характеризуется целочисленными баллами, отнесенными к «средним» грунтовым условиям по сейсмическим свойствам.

При отсутствии карт микросейсмического зонирования карты ОСЗ-1 и ОСЗ-2 могут применяться для определения сейсмической опасности площадок строительства.

В этом случае сейсмическая опасность площадки строительства в ускорениях $a_{g(475)}$ и $a_{g(2475)}$ определяется с помощью следующих выражений:

$$a_{g(475)} = a_{gR(475)} \cdot S(a_{gR(475)}) \cdot S_T \quad (1)$$

$$a_{g(2475)} = a_{gR(2475)} \cdot S(a_{gR(4275)}) \cdot S_T \quad (2)$$

где $S(a_{gR(475)})$ и $S(a_{gR(2475)})$ – коэффициенты, характеризующие влияние грунтовых условий площадки на интенсивность сейсмических воздействий (табл. 1);

S_T – коэффициент, учитывающий топографические эффекты усиления сейсмических воздействий на площадке строительства.

Расчетное значение ускорения a_g (в долях g) на площадке строительства определяется с помощью выражения (3):

$$a_g = \max\left\{a_{gR(475)} \text{ или } (2/3)\cdot a_{gR(2475)}\right\} \quad (3)$$

Таблица 1

Значения коэффициентов $S(a_{gR(475)})$ и $S(a_{gR(2475)})$

Типы грунтовых условий по сейсмическим свойствам (скорости поперечных волн в поверхностных толщах грунтов)	**Значения коэффициентов $S(a_{gR(475)})$ и $S(a_{gR(2475)})$ в зависимости от величин $a_{gR(475)}$ и $a_{gR(2475)}$**
IA ($v_{s,30} \geq 800$ м/с)	1,0
IБ ($v_{s,10} \geq 350$ м/с, $550 \leq v_{s,30} < 800$ м/с)	$1,0 \leq (1,4 - \mathbf{a}_{gR}/g) \leq 1,2$
II ($230 \leq v_{s,10} < 350$ м/с, $270 \leq v_{s,30} < 550$)	$1,1 \leq (2,0 - 2,5\cdot\mathbf{a}_{gR}/g) \leq 1,6$
III ($v_{s,10} < 230$ м/с, $v_{s,30} < 270$ м/с)	$1,3 \leq (2,5 - 3,0\cdot\mathbf{a}_{gR}/g) \leq 2,4$

Сейсмические воздействия на площадке строительства характеризуются спектрами реакций в ускорениях.

Для горизонтальных компонент сейсмического воздействия спектр расчетных реакций $S_d(T)$ следует определять с помощью выражений (4) и (5):

$$0 \leq T \leq T_C: \quad S_d(T) = a_g \cdot \frac{2,5}{q} \quad (4)$$

$$T \geq T_C: \quad S_d(T) = a_g \cdot \frac{2,5}{q} \cdot \left[\frac{T_C}{T}\right], \text{ но не менее } \beta \cdot a_g \quad (5)$$

где

T_C – максимальное значение периода на постоянном участке графика спектральных ускорений $S_d(T)$, принимаемое в соответствии с данными таблицы 2;

T – период колебаний линейного осциллятора в горизонтальном направлении;

q – коэффициент поведения (значения q являются обратными значениями коэффициента редукции k_2, принятого в ранее действовавших нормах; $q=1/k_2$);

β – показатель нижней границы спектра, принимаемый 0,2.

Для вертикальных компонент сейсмических воздействий спектр расчетных реакций $S_{dv}(T)$ следует определять с помощью выражений (6) и (7):

$$0 \leq T_v \leq T_{Cv}: \quad S_{dv}(T) = a_{gv} \cdot \frac{2,25}{q} \quad (6)$$

$$T_{Cv} \leq T_v \leq 2,0 \text{ сек}: \quad S_{dv}(T) = a_{gv} \cdot \frac{2,25}{q} \cdot \left[\frac{T_{Cv}}{T_v}\right]^k \quad (7)$$

где T_{Cv} – максимальное значение периода на постоянном участке графика спектральных ускорений $S_{dv}(T)$, принимаемое 0,2 секунды;

T_v – период колебаний линейного осциллятора в вертикальном направлении;

k – **показатель степени, принимаемый** в соответствии с данными таблицы 3;

a_{gv} – расчетное вертикальное ускорение на площадке строительства (таблица 4);

q_v – **коэффициент** поведения, значение которого всегда следует принимать 1,5.

Таблица 2

Значения периодов T_C

Типы грунтовых условий	Значения T_C, сек
IA и IБ	0,48
II	0,72
III	0,96

Таблица 3

Значения k

Типы грунтовых условий	Значения k
IA и IБ	0,60
II	0,45
III	0,35

Таблица 4

Отношения значений a_{gv} и a_g

Типы грунтовых условий	Отношения a_{gv}/a_g при значениях a_g		
	$a_g \leq 0{,}12g$	$0{,}12g < a_g \leq 0{,}4g$	$a_g > 0{,}4g$
IA, IБ, II и III	0,7	0,8	0,9

Расчетные сейсмические нагрузки на проектируемые объекты определяются с учетом ответственности этих объектов, регулярности их конструктивных схем в плане и по высоте, а также сопротивляемости кручению в плане.

В СП РК 2.03-30-2017 здания подразделяются по ответственности:

– в зависимости от функционального назначения – на четыре класса;

– в зависимости от этажности – на пять классов.

Каждому сочетанию классов ответственности зданий по назначению и этажности в СП РК 2.03-30-2017 присвоены соответствующие значения коэффициентов ответственности, учитываемые при определении расчетных сейсмических нагрузок.

Конструктивные схемы классифицированы в СП РК 2.03-30-2017 по регулярности в плане и по высоте на три типа – регулярные, умеренно нерегулярные и чрезмерно нерегулярные, а по сопротивляемости кручению на два типа – обладающие адекватной жесткостью на кручение в плане и крутильно-податливые в плане.

Принятая система классификации основывается на совокупности признаков, качественно и количественно характеризующих конструктивные системы:

– по особенностям конфигураций в плане и/или по высоте;

– по сбалансированности распределения масс и жесткостей в плане;

– по особенностям распределения масс и жесткостей по высоте;

– по способности перекрытий выполнять функции горизонтальных диафрагм жесткости.

Классификация конструктивных систем по регулярности в плане и по высоте и по сопротивляемости кручению имеет значение для аспектов проектирования, связанных с выбором значений:

а) коэффициента f_{vk}, повышающего расчетные эффекты сейсмических воздействий в конструкциях тех этажей, которые, из-за резкого увеличения массы или уменьшения жесткости, нарушают однородность конструктивной схемы по высоте;

б) случайных эксцентриситетов e_{ak}, учитываемых при определении эффектов кручения здания в плане, обусловленного пространственными вариациями сейсмического движения, неопределенностями в расположении масс и последствиями проявления различного рода нелинейных эффектов;

в) коэффициента поведения q для крутильно-податливых в плане конструктивных систем, под которыми понимаются системы, у которых первая форма колебаний является крутильной в плане, и для чрезмерно нерегулярных конструктивных систем.

При выполнении расчетов зданий и сооружений с учетом их взаимодействия с грунтовым основанием параметры эквивалентной упругой жесткости грунтов допускается определять с использованием:

а) экспериментальных данных о скоростях распространения упругих волн в слоях грунта, расположенных ниже подошвы фундаментов;

б) корреляционных эмпирических связей физико-механических свойств грунтов при статических нагружениях со скоростями распространения в грунтах упругих волн.

При учете взаимодействия здания или сооружения с грунтовым основанием по пункту б) предлагается:

– в качестве базового параметра эквивалентной упругой жесткости грунта принимать значение его модуля деформаций, определенное по результатам статических испытаний, но увеличенное в 10 раз;

– применять две расчетные модели здания или сооружения, в одной из которых базовая эквивалентная жесткость основания должна быть увеличена в 1,5 раза, а в другой – уменьшена в 1,5 раза.

– принимать во внимание наибольшие значения сейсмических эффектов, полученные с применением двух расчетных моделей.

Следует отметить, что оценки сейсмической опасности строительных площадок в баллах не принимаются во внимание при определении расчетных сейсмических воздействий, но учитываются при назначении конструктивных мероприятий, соблюдаемых вне зависимости от результатов расчетов проектируемых объектов.

УДК 551. 578.48+502.5

ОЦЕНКА ЛАВИННОГО РИСКА ДЛЯ НАСЕЛЕНИЯ ГОРНЫХ РАЙОНОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА (НА ПРИМЕРЕ ПРИЭЛЬБРУСЬЯ И ТРАНСКАМА)

Керимов А.М.

ВГИ Росгидромета, Нальчик, Россия

Постоянный рост освоения горных регионов и как следствие увеличение неблагоприятных и опасных природных явлений (НОЯ) приводит к необходимости усовершенствования оценки уровня опасности для выработки мер защиты от НОЯ и повышения безопасности жизнедеятельности человека в горных районах.

Особенно это актуально с ростом рекреационной нагрузки в горных районах РФ, вследствие возрастания туристического потока внутри страны за счёт уменьшения выездного туризма.

В связи с постановлением правительства Российской Федерации от 14.10.2010 г. №833 «О создании туристического кластера в Северо-Кавказском Федеральном округе, Краснодарском крае и Адыгее» проблема НОЯ самого привлекательного в рекреационном отношении региона РФ становиться весьма актуальной.

Для горных территорий особо актуальными являются опасные экзогенные процессы: деградация ледников и как следствие активизация селевых процессов, образование и прорыв гляциальных озёр, а так же сход снежных лавин.

На протяжении последних 30 лет в исследованиях в области безопасности жизнедеятельности человека уделяют серьёзное внимание проблеме оценки природного риска. Основные результаты таких оценок могут быть выражены с помощью следующих показателей: социальный (индивидуальный и коллективный риск), экономический (возможные ежегодные потери, ожидаемый процент разрушенных зданий и других сооружений, продолжительность перерывов в движении на автомобильных и железных дорогах) и экологический (возможные возмущения экосистемы, вероятность гибели редких и ценных растений и животных и т.д.) риски. Чаще всего используемый показатель – индивидуальный риск, который обычно трактуется как вероятность гибели человека под воздействием опасного природного процесса в пределах определённой территории в течение одного года. Большинство подобных исследований, проводимых в рамках лавинной тематики, содержит крупномасштабные оценки индивидуального лавинного риска [3].

Все расчёты базируются на учёте особенностей лавинообразования в районе исследования, а также анализе уязвимости человека, хозяйственных объектов и пр. при воздействии снежных лавин. В настоящее время трудно представить случаи 100%-й защиты от лавин в каком-либо горном регионе. Это мероприятие требует огромных затрат, поэтому необходима их оптимизация. В научно-исследовательской лаборатории снежных лавин и селей географического факультета МГУ на протяжении многих лет разрабатываются методики, позволяющие оценивать риск и возможный ущерб от опасных природных процессов для местного населения и туристов,

а также различных категорий защищаемых объектов – автомобильных дорог, транспортных средств и др. За основу взята методика оценки риска от карста [1].

Под лавинным риском мы понимаем вероятность потерь вследствие воздействия снежных лавин за определённое время на конкретной территории [2]. Учитываются геофизические характеристики – ряд параметров лавинного режима – и социальные показатели. Источниками снеголавинной информации в отчете послужили Кадастр лавинной опасности Баксанского ущелья [4]. В соответствии с кадастром выделены границы рассматриваемой территории, а также отчеты Северо-Кавказской военизированной службы по активному воздействию на метеорологические и другие геофизические процессы. В соответствии с кадастром Баксанского ущелья выделены границы рассматриваемой территории и по степени лавинной опасности разделены на участки. Данные о населении берутся из справочных данных по КБР. На рисунках 1 и 2 представлены схемы лавиноопасности Баксанского ущелья [4]. Для данной схемы А.В. Рунич составил крупномасштабную карту в масштабе 1: 25000.

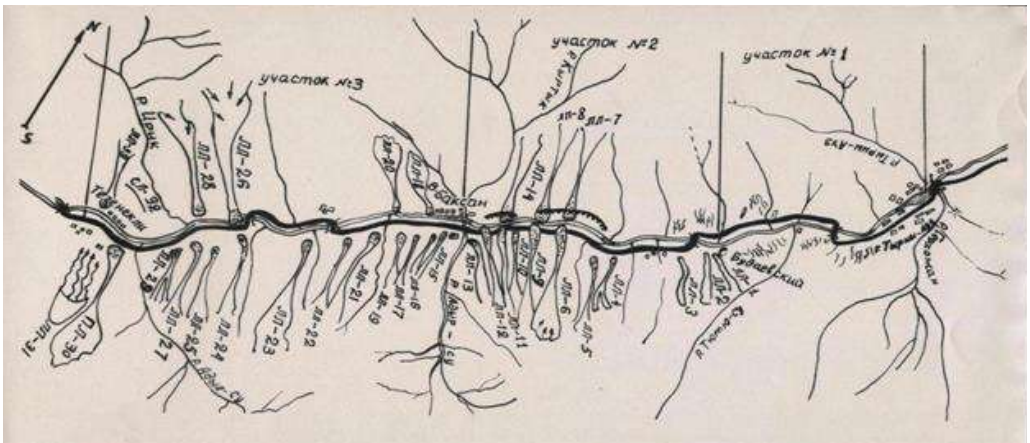


Рис. 1 Схема-карта лавиноопасности Баксанского ущелья (участки №1-3)

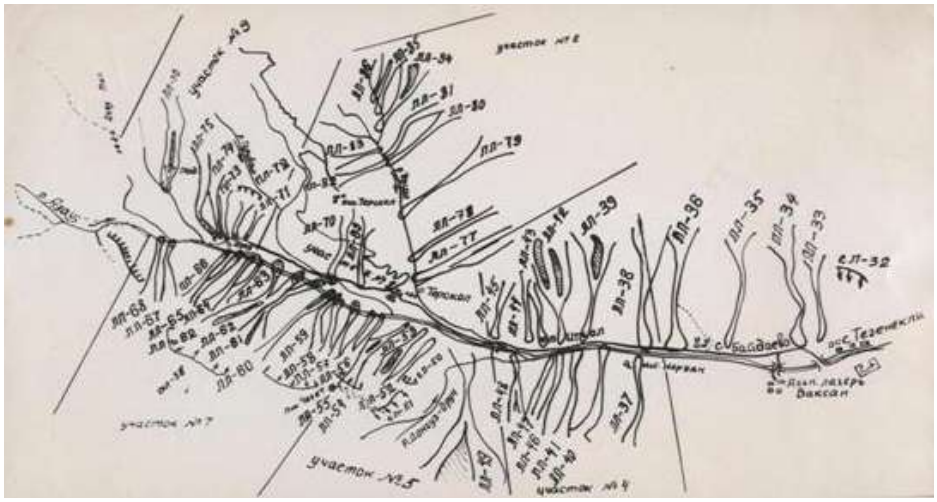


Рис. 2 Схема-карта лавиноопасности Баксанского ущелья (участки №4-9)

Расчёты проведены отдельно для указанных лавиноопасных участков рассматриваемой территории, а также для района ТрансКАМа (РСО-Алания) от пос. Бурон до Северного портала, с использованием методики предложенной в [3]. Для получения значений лавинного риска для каждого участка последовательно рассчитывался ряд показателей.

Уязвимость населения во времени, характеризующаяся длительностью нахождения человека в опасном месте в течение года и суток, рассчитывается как функция продолжительности пребывания человека и места его расположения на опасной территории:

$$V_t = t_d \cdot t_y / (24 \cdot 365), \quad (1)$$

где t_d, t_y – средняя продолжительность пребывания типичного представителя в поражаемом объекте в течение дня и в течение года соответственно.

Значение t_d определяется экспертной оценкой в зависимости от наличия в исследуемом районе населённых пунктов и дорог. В настоящей работе использованы следующие значения: t_d = 1 с, если нет ни дорог, ни населённых пунктов; t_d = 1 мин., если есть дорога; t_d = 1 ч, если на территории расположены населённые пункты. Величина t_y характеризуется продолжительностью лавиноопасного периода в днях. В данной работе продолжительность лавиноопасного периода равна восьми месяцам (октябрь-май).

Уязвимость населения в пространстве определяется подверженностью территории воздействию снежных лавин:

$$V_s = S_i / S_0, \quad (2)$$

где S_i – площадь опасной зоны (подверженной воздействию опасного процесса) в пределах исследуемой территории; S_0 – общая площадь исследуемой территории.

Полный социальный лавинный риск (в западной терминологии используется термин коллективный риск) поражения населения определяется повторяемостью снежных лавин, плотностью населения, его уязвимостью во времени и пространстве:

$$R_п = F \cdot d \cdot V_t \cdot V_s, \quad (3)$$

где F – повторяемость лавин; d – плотность населения на участке.

Полный социальный риск выражает среднее количество погибших в лавинах в год на исследуемой территории.

Индивидуальный лавинный риск – вероятность гибели произвольного индивида из некоторой совокупности людей на исследуемой территории за год. Рассчитывается как отношение полного социального риска к численности населения на участке территории:

$$R_{инд} = R_п / D, \quad (4)$$

где D – численность населения. В таблице 1 представлены параметры для расчета и значения полного и индивидуального лавинного риска для долины р. Баксан (КБР) и района ТрансКАМа (РСО-Алания).

Таблица 1

Полный социальный и индивидуальный лавинный риск в долине р. Баксан (КБР) и районе ТрансКАМа (РСО-Алания)

Обозначение лавинного участка или лавиносбора (№ участка)	Повторяемость лавин F	Уязвимость во времени V_t	Уязвимость в пространстве V_s	D	d Плотность населения, чел/км^2	$R_п$	$R_{инд}$
2-й участок	0,2	0,017388	0,029	481	14,58	0,014	$3\cdot10^{-5}$
3-й участок	0,189	0,017388	0,064	3402	109,4	0,023	$6,7\cdot10^{-6}$
Чегет	0,033	0,414	0,3	1500	1500	6,15	$4,1\cdot10^{-3}$
Терскол	0,5	0,414	0,15	2000	1,333	41,39	$2,1\cdot10^{-2}$
Северный цирк Чегет),7-й участок	6.37	0.022	0.0715	113	839	8.41	$7,4\cdot10^{-2}$
Рокский ПК-200-283(8 км)	4	0.042	0.54	270	18,75	1.7	$6.3\cdot10^{-3}$
Рокский ПК-0-200(20 км)	2	0.42	0.25	672	29.87	6.3	$9,3\cdot10^{-3}$

V_t – уязвимость населения во времени; V_s – уязвимость населения в пространстве; D – численность населения на участке или в населённом пункте; d – чел/км^2 – плотность населения; $R_п$ – полный социальный лавинный риск; $R_{инд}$ – индивидуальный лавинный риск

Взаимосвязь лавинообразующих факторов (осадков) в Приэльбрусье (КБР) и на Рокском перевале (Северная Осетия, Алания). Коэффициенты корреляции для месячных сумм осадков для м/с «Терскол» и «Рокский перевал» представлены в таблице 2.

Таблица 2

Коэффициенты корреляции осадков для м/с «Терскол» и «Рокский перевал».

Ноябрь	Декабрь	Январь	Февраль	Март	Апрель
0.6664	0.8432	0.7668	0.7494	0.8015	0.7142

$R_{кр}$ = 0.396 по объему выборки (объем выборки-25 лет).

За весь представленный в таблице 2 лавиноопасный период коэффициенты корреляции осадков по приведенным метеостанциям значимы.

По рекомендации МЧС РФ выделены три зоны с разным уровнем индивидуального лавинного риска. Территории, для которых значения индивидуального лавинного риска составили менее $1\cdot10^{-6}$, имеют «приемлемый уровень риска», при котором безопасность

населения обеспечивается в основном применением организационно-хозяйственных мероприятий. Значения в пределах $1 \cdot 10^{-6}$ – $1 \cdot 10^{-4}$ – «допустимый уровень риска» – определяют районы, где развитие инфраструктуры возможно, но требует значительных затрат на организационно-хозяйственные и профилактические противолавинные мероприятия. Показатель более $1 \cdot 10^{-4}$ характеризует «неприемлемый уровень риска» районов, где для уже существующих объектов и освоенных территорий необходимо и обязательно применение всего спектра противолавинных мероприятий для снижения риска до приемлемого уровня, а строительство новых объектов на выделенных лавиноопасных территориях не допускаются.

Из таблицы 1 следует, что из рассмотренных семи пунктов в пяти уровень лавинного риска «неприемлемый». На Кавказе территории с приемлемым уровнем риска составили 41% площади всех лавиноопасных районов, с допустимым – 52 % и неприемлемым – 7%. К районам с неприемлемым риском относятся крупнейшие горнолыжные курорты – Красная Поляна, Домбай, Приэльбрусье, значительно заселённые территории в Дагестане, район Транскавказской автомагистрали. В целом на территории России преобладают районы с приемлемым уровнем риска, что в первую очередь связано с их низкой заселённостью. По расчетам [3] население лавиноопасных районов страны составляет около 6,2 млн человек, а плотность населения – менее 2 чел/км^2. Однако среднее значение индивидуального лавинного риска для России равно $5{,}6 \cdot 10^{-6}$, что соответствует уровню допустимого риска.

Выводы

1. На территории Приэльбрусья индивидуальный лавинный риск меняется от «приемлемого» до «неприемлемого» уровня. При «неприемлемом» уровне риска, для уже существующих объектов и освоенных территории необходимо и обязательно применение всех существующих противолавинных мероприятий для снижения риска до приемлемого уровня, а строительство новых объектов на выделенных лавиноопасных территориях не допускается.

2. Для более корректного определения уровня лавинного риска в районе ТрансКАМа, необходимо выделить участки дороги с наибольшей лавинной активностью и для каждого участка отдельно определить величину лавинного риска.

Литература

1. Елкин В.А. Региональная оценка карстовой опасности и риска (на примере Республики Татарстан): Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 2004. 27 с.

2. Мягков С.М. География природного риска. М.: Изд-во НИиПИ экологии города, 1995. 224 с.

3. Селиверстов Ю.Г., Шныпарков А.Л., Глазовская Т.Г. Оценка лавинного риска для населения горных районов России // Лед и Снег. 2010. Т. 112, №4. С.41-44.

4. Читадзе В.С. Лавинная опасность Баксанского ущелья // Труды ВГИ. 1965. №4. С. 68-111.

УДК 550.34

ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ В АЛЬПИЙСКОМ ЦИКЛЕ РАЗВИТИЯ ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

Магомедов Р.А.[1], Маммаев О.А.[2]

[1]ИГ ДНЦ РАН, Махачкала, Россия

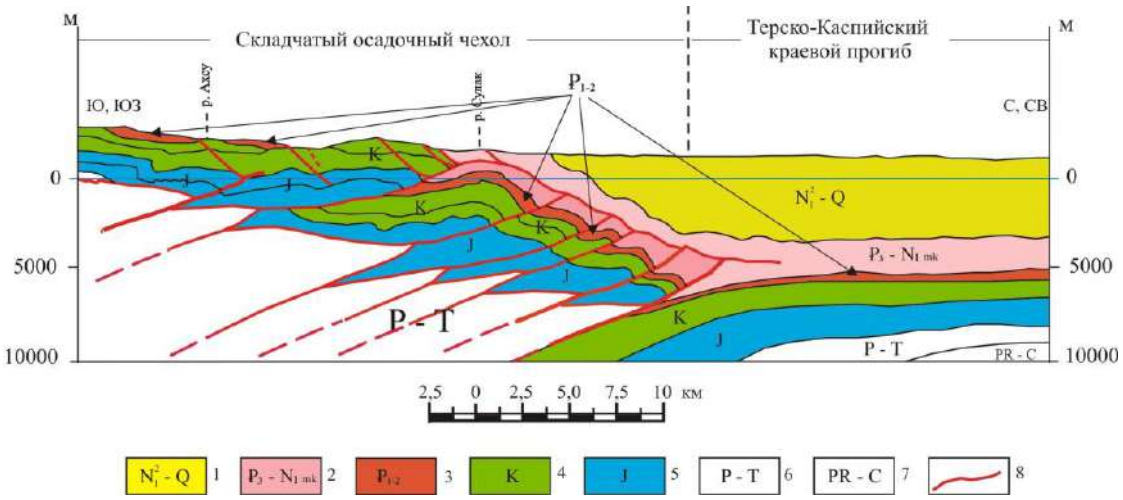
[2]ИПГ ДНЦ РАН, Махачкала, Россия

Аннотация. По фондовым геолого-геофизическим материалам проведен анализ геологической истории развития Восточного Кавказа в альпийском цикле его развития с целью постановки исследований по поиску палеосейсмодислокаций в осадочном чехле региона. По результатам анализа составлена предварительная схема их вероятного расположения.

Понимание палеосейсмогеологической истории непосредственно связано с современной геологической структурой Восточного Кавказа и его современной сейсмической активностью. Геотектоническая активность в прошедшие эпохи неизбежно сопровождалась и повышенной сейсмической активностью. В слоях Земли, подобно книге, в хронологическом порядке запечатлены все наиболее крупные землетрясения в виде крупных подводно-оползневых деформаций, обрушений, глыбовых внедрений и т.д., являющихся геологическими критериями (признаками) вероятных зон возможных очагов землетрясений (ВОЗ) на современном плане территории региона. Изучение палеосейсмогеологической истории Восточного Кавказа проливает свет на особенности геодинамических процессов, региональной геотектоники и современной сейсмичности региона. Ранее нами проведен анализ и изучение фондового геолого-геофизического материала с целью поиска следов палеосейсмособытий в мезозойском комплексе Дагестанского сектора Восточного Кавказа [9, 11, 13]. В настоящей работе сделана попытка исследовать с той же целью мезозойско-кайнозойский комплекс северо-восточного сегмента Восточного Кавказа в целом.

Исследователи Кавказа неоднократно отмечали признаки древних землетрясений в регионе (Андрусов, 1915; Воссаевич, Коротков, 1935; Гаврилов 1977, 2017; Герасимов, 1928; Рубинштейн, 1949; Шарафутдинов, 1986, 1991; Шатский, 1924; Брод, 1938; Галин, 1962; Буторин, 1972; Успенская, 1930; Мирзоев, 1986; Пирбудагов, 1985 и многие другие). Н.Ю. Успенской впервые были описаны подводно-оползневые явления в фораминиферовых отложениях, а также на новых площадях в миатлинской свите. Следы палеосейсмических событий (сейсмиты) установлены в мезозойско-кайнозойских морских осадочных толщах Северного Кавказа [2, 3]. В относительно монотонных глинистых отложениях хадумского горизонта (олигоцен, нижний майкоп) следы землетрясений фиксируются гораздо менее отчетливо, чем в чокракско-караганской толще. Отмечается насыщенность следами палеосейсмичности в разрезе Буйнакского перевала (стратиграфические подразделения чокрака и карагана). Начало альпийского цикла тектогенеза, вероятно, характеризовалось очень высокой сейсмической активностью. Интенсивность сотрясений достигала порядка 8-9 баллов и была связана с крупными подводными излияниями лавы, образовавшей мощные покровы

спилито-кератофировой формации [15]. Общее признание получили результаты исследований Н.Ю.Успенской, убедительно доказавшей подводно-оползневое происхождение переотложенных палеоцен-эоценовых коренных пород, сброшенных с возвышенных островных суш в нижне-майкопский осадочный бассейн в процессе оживления сейсмотектонических движений в предолигоценовое время. Как отмечает Н.Б. Вассоевич (1946), интенсивное проявление подводных оползней имело место и в среднем миоцене. Происхождение сингенетичных подводных оползней исследователь связывает с сейсмическими сотрясениями дна осадочного бассейна. Тектоническими движениями поздних стадий орогенного развития альпийского тектогенеза был вызван подъём Дагестанского выступа с развалом и сползанием осадочного чехла в сторону северо-западного и северо-восточного бортовых его обрамлений. Неотектонические данные по Восточному Кавказу наиболее полно укладываются в неомобилистские представления, объясняющие формирование складчатых деформаций горизонтальными сжатиями, являющимися результатом либо пододвигания Закавказской микроплиты под горное сооружение Восточного Кавказа, либо резким увеличением скорости сближения Аравийской и Евроазиатской плит, что приводит в свою очередь к горизонтальному сжатию и развитию структур скалывания в пределах сооружения Восточного Кавказа. В результате тангенциального, субмеридионального сжатия, имевшего место в предакчагыльскую фазу складчатости поперечного простирания складок, произошло резкое усложнение ранее сформированных структур. Надвигание складчатого осадочного чехла происходило по разломам глубокого заложения с южным падением смесителей, не выходящих в приповерхностные участки Дагестанского выступа к северу, в сторону Терско-Каспийского прогиба (рис. 1).



1 – квартер-средний миоцен; 2 – олигоцен-нижний миоцен, майкоп; 3 – палеоцен-эоцен; 4 – мел; 5 – юра; 6 – пермо-триас; 7 – протерозой-карбон; 8 – разрывные нарушения.

Рис. 1. Модель сочленения Терско-Каспийского передового прогиба и складчатого сооружения Восточного Кавказа (фронтальная часть Дагестанского выступа) [7, с дополнениями].

Для исследования масштабов проявления следов палеосейсмособытий по площади в современном плане региона, нами проведен анализ палеоструктур кровель подстилающих отложений с верхнеюрского этапа развития региона и моложе. Палеоструктурные построения, охватывающие верхнеюрско-меловой этап развития территории Восточного Кавказа, по сравнению с доюрским этапом, демонстрируют принципиальную унаследованность в распределении областей прогибания и поднятий на изучаемой территории. Составленные комплексной южной геологической экспедицией под руководством И.О. Брода [4, 5] региональные структурные карты по поверхностям юрских, нижнемеловых, меловых, майкопских, кровле караганских и подошве акчагыльских отложений позволяют исследовать морфологию структур с целью нанесения вероятных мест палеосейсмодислокаций на современном плане региона. Анализ морфологии палеоструктур позволил оценить вероятные места скопления следов палеосейсмособытий в разрезах осадочного чехла региона, что может быть использовано при прогнозировании потенциальных зон ВОЗ.

Признаками, определяющими вероятные места образования, перемещения и скопления следов палеосейсмособытий явились линейные и кольцевые структуры полей изопахит, выражающиеся резкими ступенями, пережимами и изломами изолиний (области максимальных прогибаний и поднятий, отмеченные высокими градиентами уклонов поверхности структур кровли подстилающих отложений). Подводно-оползневые образования приурочены, вероятно, к склонам и подножиям палеоподнятий. В юрском периоде и раннем майкопе, по-видимому, преобладали наиболее глубоководные условия осадконакопления и вероятность обнаружения следов палеосейсмособытий подводно-оползневого характера очень высокая.

Юрская и меловая история Кавказа хорошо восстановлена [4-8, 10, 12, 14, 15, 19 и др.]. В эти периоды формировалась и развивалась геосинклинальная система Кавказа. В ранней юре на месте Большого Кавказа существовал широкий и глубокий прогиб, в котором накапливалась очень мощная толща глин с прослоями песчаников. В средней юре этот прогиб разделился на две части, в его центре возникло геоантиклинальное поднятие. В северном прогибе продолжалось накопление очень мощных песчано-глинистых осадков (в Дагестане мощность нижней и средней юры достигает 7-8 км), а в южном прогибе осадконакопление сопровождалось подводными вулканическими излияниями. С поздней юры оба прогиба развивались совершенно обособленно. В северном, формировались преимущественно карбонатные отложения, в южном – мощная толща флишевой формации.

Подобные условия осадконакопления сохранились и в меловом периоде. Центральная геоантиклиналь продолжала расширяться, прогибы все более обособлялись. В конце мелового периода произошло общее поднятие и регрессия моря.

По-иному шло развитие Малокавказской геосинклинальной системы. В юрском периоде на Малом Кавказе произошли резкие тектонические подвижки, возник ряд глубинных разломов, по которым из подкоровой части земной коры поднимался вверх магматический материал. По разломам отдельные крупные участки опускались, другие поднимались. В образовавшемся почти широтном прогибе в морских условиях формировалась многокилометровая толща эффузивов основного состава. В раннемеловую эпоху Малый Кавказ был ох-

вачен поднятиями и представлял собой сушу, в позднем мелу произошли общие опускания, и снова началось формирование мощных осадочно-вулканических формаций.

Мезозойская история других геосинклинальных систем Альпийско-Гималайской геосинклинальной области обнаруживает черты сходства с рассмотренной историей Кавказа. Все геосинклинальные системы этой области находились в мезозое на главном этапе геосинклинального развития – повсеместно происходили сложные движения земной коры, усложнялась тектоническая структура, накапливались мощные толщи осадочных и вулканических пород различного состава. В окраинных геосинклинальных прогибах, расположенных около платформенных массивов (Альпы, Большой Кавказ и др.), накапливались преимущественно песчано-глинистые и карбонатные осадки без вулканического материала. Во внутренних прогибах (Малый Кавказ и др.), наоборот, вулканогенные отложения преобладают.

С позднего сармата уже отчетливо фиксируется рост горного сооружения Большого Кавказа и формирование складок. Последовавшее в послепонтическое (предакчагыльское) время резкое усиление орогенических движений, наиболее крупных во всей истории альпийского тектогенеза, привело к расширению горного сооружения. При этом поднятие охватило не только горную область, но и предгорья, включая территорию современного Терско-Каспийского прогиба. Предплейстоценовая (Восточно-Кавказская) фаза альпийского тектогенеза привела к формированию горного рельефа осевой зоны Кавказского хребта, во многом напоминающего современный. Сравнительно спокойный рельеф предгорного типа, существовавший на территории Северного склона, сменился низкогорным, эрозионным. Этому в значительной мере способствовало резкое падение базиса эрозии рек Каспийского бассейна, в частности Терека и его притоков, имевшее место во время формирования кирмакинских свит и «свиты перерыва» Апшеронского полуострова. Понтические отложения в Терском прогибе, на территории междуречья Кума-Терек, в зонах Передового хребта и Черных гор были размыты. Лишь в Притеречной зоне сохранилась от эрозии широтно-ориентированная полоса нижнего понта, фиксирующая осевую, наиболее прогнутую часть Терско-Каспийского прогиба. В зоне Передового хребта предакчагыльский эрозионный срез оказывается наиболее значительным вплоть до караган-конкских и даже тархан-чокракских отложений. Размыт был практически весь верхний миоцен (понт, меотис, сармат). Это указывает на значительное поднятие Сунженской и Терской антиклинальных складок в предакчагыльское время. Улавливается явная активизация неотектонических движений на рубежах апшерон-ранний плейстоцен, ранний-средний плейстоцен, средний-поздний плейстоцен, но в целом тектоническая активизация проявила себя в пределах разных структурных зон дифференцированно и с разной интенсивностью. Аналогичный характер имеют и современные движения – высокая подвижность отмечена далеко не для всех антиклиналей и не для всех разрывных нарушений, выявленных в пределах региона.

Решающие тектонические движения, в результате которых была создана современная структура, имели место перед акчагылом, а более точно, в позднем понте-раннем акчагыле, т.е. в интервале времени, занимающем всего лишь 2-3 млн лет. На фоне очень длительного, относительно спокойного развития это был своеобразный «всплеск» тектонических движений.

Конец юры и начало мелового периода ознаменовались значительными тектоническими движениями, охватившими весь Северный Кавказ. Это привело к развитию предваланжинской регрессии, к осушению и размыву ряда областей. В Южном Дагестане валанжинские породы залегают с резким угловым несогласием на титоне по р. Чирахчай) и на келловее (по р. Цмурчай). С активизацией этих движений следует связывать образование брекчий в разрезах валанжина у сс. Гергебилъ (до 30 м), Араканы (до 20 м), Гапшима (до 10 м), Артлух (до 5 м) и др. В мощной толще песчано-глинистых осадков средней юры в центральном Дагестане нами отмечены следы подводно-оползневых деформаций (рис. 2).

Рис. 2. Следы подводно-оползневых деформаций в толще песчано-глинистых отложений средней юры (центральный Дагестан).

Крупные подводно-оползневые деформации и глыбовые внедрения отмечены также в кампанских отложениях по рр. Карчаг-су, Рубасчай и Уллучай.

Конец мела и начало палеогена ознаменовались резкой контрастностью тектонических движений, приведших к началу роста, небольших пока, верхнемеловых складчатых структур. Колебания дна моря и суши сопровождались образованием крупных оползней. Огромные пластообразные включения верхнемеловых известняков в пестроцветной толще палеогена по рр. Рубас-чай и Дженгутай-озенъ представляют собой крупные тектонические срывы и шаръяжи. Кроме того, большие пластовые глыбы известняков с фауной датского яруса встречаются в верхней части сероцветной толщи по рр. Джинабичай и Уллучай, а также на южном крыле поднятия Балхас-Хунук.

Следы подводных оползаний наблюдаются и выше по разрезу в нижней части зеленой свиты (средне-верхнеэоценовое время) по р. Дюбекчай, в своде Балхас-Хунукской антиклинали и к востоку от неё, в районах кутана Гувшан-баш и с. Урма, а также в разрезах по р. Хурсан-как, у сс. Кака-Шура, Доргели и Верх. Казанище. В разрезе зеленой свиты по р. Шура-озень, у с. Ахатлы и в Чиркейской котловине развиты петлеобразные и опрокинутые

складочки, являющиеся следствием подводного оползания. У с. Ахатлы в результате землетрясения 1970 года образовался крупный современный оползень, что еще раз свидетельствует об унаследованном характере развития этих образований. Для пестроцветного горизонта весьма характерно наличие крупных глыбовых внедрений верхнемеловых известняков подводнооползневого происхождения. Отдельные глыбовые включения наблюдаются в основании вышележащей кумской свиты в окрестностях с. Кадыркент и вблизи мелового хребта в Южном Дагестане.

Чрезвычайно характерны для миатлинского горизонта подводнооползневые глыбовые внедрения известняков, мергелей и битуминозных сланцев хадума и верхнего эоцена, реже горизонта зеленых мергелей и верхнего мела. Размеры глыб вблизи областей сноса достигают значительных величин (до 5 км протяженностью и 50-60 м мощности). Типичным примером сейсмогенных деформаций являются грандиозные скопления деформированных пород (пакет покровов Шатского), приуроченных к нижней и верхней части миатлинского горизонта (майкопская свита). Масштабы их развития и стратиграфическая приуроченность не вызывает сомнения в сейсмогенном их происхождении.

Из проведенного анализа палеоструктур подстилающих отложений в верхнеюрско-меловом, палеогеновом этапах развития территории Восточного Кавказа следует:

Структура поверхности верхнеюрских отложений к концу неокома имеет слабодифференцированный характер с плавными очертаниями областей поднятий и прогибания. Предмеловые тектонические движения привели как к формированию областей прогибания, так и к подъему отдельных участков кровли верхней юры. С этими процессами связан последовательный размыв верхнеюрских отложений в Центральном Дагестане, который к северу становится менее выраженным. Анализ изменения мощностей неокомских отложений показывает, что они последовательно уменьшаются с юго-запада на северо-восток, в сторону поднятия Восточной и Западной антиклинальных зон, вне зависимости от приуроченности к той или иной структуре, существующей в современном плане. Тектонические подвижки были обусловлены, очевидно, блоковым строением фундамента, унаследованным от предыдущих эпох.

Структура поверхности верхнеюрских отложений к концу сеномана. По поверхности верхней юры к концу апт-сеноманского времени наблюдаются некоторые изменения по сравнению с предаптским положением. На фоне общего сохранения поднятий и впадин, образованных кровлей верхнеюрских отложений, происходит их дальнейшее разделение на более мелкие. В общем, структура поверхности верхнеюрских отложений к концу сеномана отличается довольно плавным рельефом с нерезкими переходами от прогнутых зон к выпуклым.

Структура поверхности неокомских отложений к концу сеномана. Поверхность неокомских отложений к концу сеномана отличается ровным, спокойным характером. Антикавказское поднятие Центрального Дагестана в кровле неокома выделяется как структура, ограничивающая с юго-востока область крупного прогиба.

Структура поверхности верхнеюрских отложений к концу кампана. Структурная карта по кровле верхнеюрских образований, построенная к концу кампанского времени, ха-

рактеризуется значительными отличиями от карты на конец сеномана. Терско-Дагестанская впадина на предмаастрихтском этапе развития территории по поверхности верхней юры расчленяется малоамплитудными поднятиями на три примерно равно опущенные зоны.

Структура поверхности неокомских отложений к концу кампана. Для поверхности апт-сеноманских пород к концу кампана характерна заметная расчлененность рельефа. Как и кровли нижележащих толщ, неокомская кровля претерпевает изменения в виде разъединения южного прогиба. Характерные элементы, отмеченные для структуры нижне-среднеюрских и верхнеюрских пород, сохраняются и по кровле неокома.

Структура поверхности апт-сеноманских отложений к концу кампана. Рельеф поверхности апт-сеномана образуется тектоническими движениями, происходившими в турон-кампанское время и характеризуется довольно резкими перепадами в глубинах погружения кровли толщи.

Структура поверхности верхнеюрских отложений к концу верхнего мела. Структурный план верхнеюрских отложений к концу верхнего мела в принципе соответствует структуре поверхности верхней юры на конец кампана.

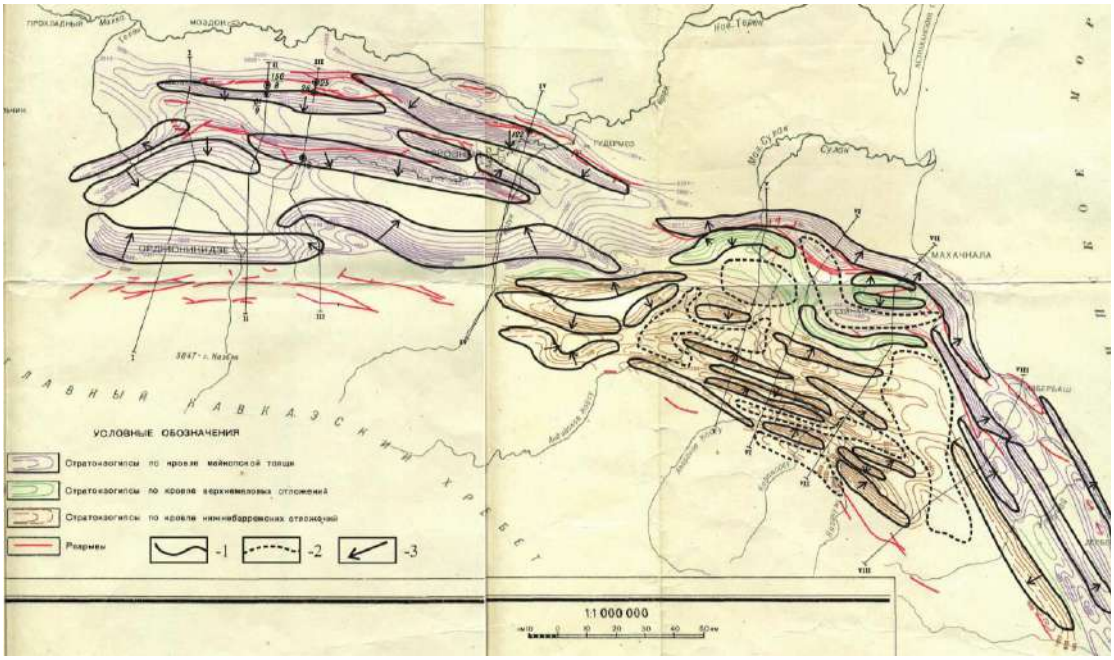
Структура поверхности неокомских отложений к концу верхнего мела. По поверхности неокомских отложений к концу кампана отмечается дальнейшая дифференциация ее структуры, заложенная в начале верхнемелового этапа. Основные структурные элементы, выделяющиеся в предмаастрихстское время, сохраняют свои очертания, однако более резко выделяются зоны поднятий, разделяющих депрессионные области. Хорошо выражается антикавказское поднятие, ось которого совпадает с осью Дагестанского выступа и ограниченное с запада и востока Чеченской и Акушинской депрессиями. Последняя, в свою очередь, расчленяет положительную структуру Западной и Восточной антиклинальных зон.

Структура поверхности апт-сеноманских отложений к концу верхнего мела. Кровля апт-сеномана к концу верхнего мела несколько усложняет свое строение, что выражается в более четком обособлении положительных и отрицательных структур. Еще более значительно проявляются поднятия в области Дагестанского выступа и в Центральном Дагестане.

Структура поверхности майкопской толщи к концу палеогена. Для поверхности майкопской толщи к концу палеогена характерна заметно выраженная расчлененность рельефа. Характерно четкое обособление положительных и отрицательных структур с резкими перепадами в глубинах погружения кровли толщи. Для майкопской глинистой толщи весьма характерны проявления подводно-оползневых процессов, связанные с интенсивным проявлением Пиренейской и Савской фаз складчатости.

Таким образом, анализ палеоструктур, охватывающий верхнеюрско-меловой и палеогеновый этапы развития территории Восточного Кавказа показывает унаследованность в распределении областей прогибания и поднятий на изучаемой территории, подчиняющихся блоковым подвижкам доверхнеюрского субстрата.

Результатом анализа палеостуктурных карт мезозойско-кайнозойских формаций явилась составленная нами на современном плане осадочного чехла предварительная схема вероятного распространения подводно-оползневых процессов, палеосейсмодислокаций и палеодеформаций в осадочном чехле Восточного Кавказа (рис. 3).



1 – область распространения подводно-оползневых процессов; 2 – вероятное направление движения подводно-оползневых масс в мезо-кайнозое; 3 – область распространения палеосейсмодислокаций и палеодеформаций (оползней, обвалов, смещений и т.д.).

Рис. 3. Предварительная схема вероятного распространения подводно-оползневых процессов, палеосейсмодислокаций и палеодеформаций на современном плане осадочного чехла северо-восточного сегмента Восточного Кавказа (основа схемы – материалы [4, 5]).

Для точной локализации мест вероятных следов палеосейсмособытий необходимо последовательное проведение детальных исследований всех структур региона в крупномасштабном варианте.

Приведенная схема, в уточненном варианте, может послужить основанием для постановки полевых работ по картированию палеосейсмодислокаций и палеодеформаций, которые, в свою очередь, проливают свет на особенности геодинамических процессов, региональной геотектоники и современной сейсмичности региона.

Литература

1. Буторин Г.Д., Галин В.Л. Тектоника передовой складчатой зоны Дагестанского выступа в связи с поисками залежей нефти и газа // Сов. геол. 1972. № 9. С. 127-133.

2. Гаврилов Ю.О. Динамика формирования юрского терригенного комплекса Большого Кавказа: седиментология, геохимия, постдиагенетические преобразования. М.: ГЕОС, 2005. 301 с.

3. Гаврилов Ю.О. Отражение сейсмических палеособытий в мезозойско-кайнозойских терригенных толщах Северного Кавказа // Литология и полезные ископаемые. 2017. № I. С. 3-24.

4. Геология и нефтегазоносность Восточного Предкавказья. Вып. 1. // Тр. КЮГЭ / Под ред. И.О. Брода. Л.: Гостоптехиздат, 1958. 622 с.

5. Геология и нефтегазоносность юга СССР. Дагестан. Вып. 4. Тр. КЮГЭ. Под ред. И.О. Брода. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 432 с.

6. Магомедов Р.А. Геолого-тектонические условия, геодинамическая позиция и современная сейсмичность Восточного Кавказа // Геология и ресурсы Кавказа. Труды ИГ ДНЦ РАН. 2017. Вып. № 2(69). С. 13-32.

7. Магомедов Р.А. Дизъюнктивная тектоника и современная сейсмичность территории Восточного Кавказа // Отечественная геология. 2014. № 3. С. 69-77.

8. Магомедов Р.А. К обобщенной схеме тектонического районирования Дагестанского сектора Восточного Кавказа // Почвенные ресурсы и проблемы продовольственной безопасности. Труды ИГ ДНЦ РАН. Вып. 65. Махачкала: АЛЕФ (ИП Овчинников М.А.), 2015. С. 225-229.

9. Магомедов Р.А. К поиску следов палеосейсмособытий в осадочных формациях юры и мела Восточного Кавказа // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Седьмое Всероссийское совещание. 18-22 сентября 2017 г., Москва. Научные материалы / В.А. Захаров, М.А. Рогов, Е.В. Щепетова (ред.). Москва: ГИН РАН, 2017. С. 123-128.

10. Магомедов Р.А. Развитие геодинамических процессов и современная сейсмичность Восточного Кавказа // Геология и геофизика Кавказа: современные вызовы и методы исследований. Материалы Международной научно-практической конференции. 22-24 сентября 2017 г. Владикавказ: ВНЦ РАН, 2017. С. 199-205.

11. Магомедов Р.А. Следы палеосейсмособытий в разрезах осадочного чехла Восточного Кавказа // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Седьмое Всероссийское совещание. 18-22 сентября 2017 г., Москва. Научные материалы /В.А. Захаров, М.А. Рогов, Е.В. Щепетова (ред.). Москва: ГИН РАН, 2017. С. 119-122.

12. Магомедов Р.А., Мамаев С.А. Сейсмотектонические и геодинамические особенности Дагестанского сектора Восточного Кавказа // Вестник ДГТУ. Технические науки, Т. 39, № 4. Махачкала, 2015. С. 127-135.

13. Магомедов Р.А., Маммаев О.А. Палеосейсмодислокации в осадочном чехле мезозойского комплекса Восточного Кавказа // Геология и геофизика Кавказа: современные вызовы и методы исследований. Материалы Международной научно-практической конференции. 22-24 сентября 2017 г. Владикавказ: ВНЦ РАН, 2017. С. 206-212.

14. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., 1968. 484 с.

15. Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. Очерки региональной геологии СССР. Вып. 8. М.: Изд. МГУ, 1963. 358 с.

16. Палеосейсмология / Под ред. Мак-Калпина Д.М. // Научный мир. 2011. Т.1. 541 с.; Т.2. 387 с.

17. Соборнов К.О. Формирование складчато-надвиговой структуры Дагестанского клина // Геотектоника. 1991. № 3. С. 34-46.

18. Тихомиров В.В., Хаин В.Е. Подводные оползни и обвалы в третичных отложениях Северо-Восточного Азербайджана // Докл. АН СССР. 1947. Т. 58, № 1. С. 105-108.

19. Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 512 с.

УДК 550.34.013.2

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ И СЕЙСМИЧЕСКОГО РИСКА В СТРАНАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Мавлянова Н.Г.

ИГЭ РАН, Москва, Россия

Центральная Азия (ранее называлась Средняя Азия и Казахстан) простирается от Каспийского моря на Западе до Китая на востоке и от Афганистана на юге до России на севере; территория региона охватывает 4 млн км^2 и имеет население около 65 млн человек. Современное определение Центральной Азии (ЦА) включает пять республик бывшего Советского Союза (СССР), а именно: Казахстан, Кыргызстан, Таджикистан, Туркменистан и Узбекистан. Данный регион подвержен многим стихийным бедствиям: землетрясения, оползни, обвалы, лавины, сели, наводнения, прорывы высокогорных озер, а также техногенные катастрофы. Наибольший ущерб приносят как сами катастрофические землетрясения, так и возникающие при этом вторичные процессы. Существует постоянная угроза возможных экологических катастроф вследствие разрушения хранилищ радиоактивных отходов, расположенных в районах с высокой сейсмичностью и активностью оползневых процессов.

ЦА является одним из наиболее сейсмически активных регионов в мире (рис.1).

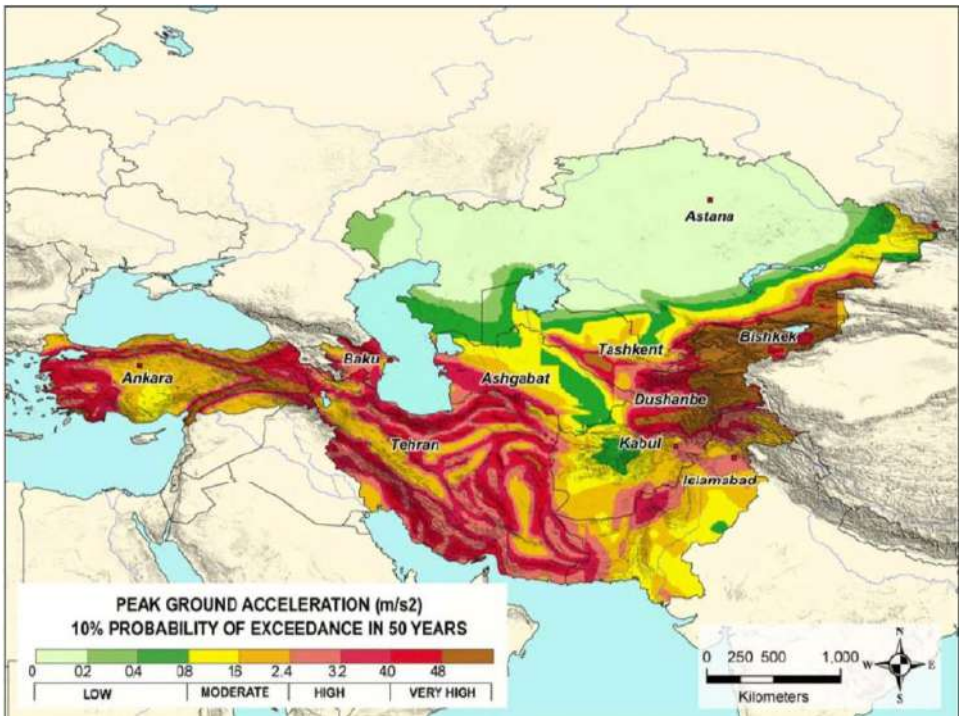


Рис. 1. Оценка сейсмической опасности в регионе Центральной Азии (GSHAP)

В соответствии с современными картами сейсмического районирования, интенсивность сотрясений может достигать 9-10 баллов (по шкале MSK-64). По данным [2] с точки зрения геодинамики и концепции тектоники плит на территории Центральной Азии ярко проявляются результаты столкновения крупнейших плит, которое началось 50-70 млн лет назад: Индостанской с юга и Евразийской с севера, а также более мелких плит Турана и Тарима. Крупнейшие горные структуры, Гималаи, до сих пор сохраняют самые высокие скорости движений – 4-5 см в год, подкачивая энергией и, тем самым, поддерживая высокий уровень сейсмичности на всей территории Центральной Азии.

В XX веке, сильные землетрясения с магнитудой M>7 были зафиксированы на территории каждого из пяти государств ЦА (табл. 1); они неизбежно приводили к колоссальному экономическому ущербу и огромным человеческим потерям.

Таблица 1

Катастрофические землетрясения XX-го века с магнитудой больше 7 (M>7) с эпицентрами на территории Центральной Азии

№п/п	Землетрясения	Дата	Магнитуда Mw	Интенсивность по шкале MSK-64
1	Каратагское (Таджикистан)	21.10. 1907	7,5	9-10
2	Кеминское (Казахстан)	03.01.1911	8,2	10-11
3	Сарезское (Таджикистан)	18.02.1911	7,8	9-10
4	Чаткальское (Кыргызстан)	02.11.1946	7,5	9-10
5	Казанджикское (Туркменистан)	04.11.1946	7,0	8-9
6	Ашхабадское (Туркменистан)	06.10.1948	7,3	9-10
7	Хаитское (Таджикистан)	10.07.1949	7,4	9-10
8	Газлийское (Узбекистан)	08.04.1976	7,0	8-9
9	Газлийское (Узбекистан)	17.05.1976	7,3	9-10
10	Газлийское (Узбекистан)	20.03.1984	7,2	9-10
11	Сусамырское (Кыргызстан)	19.08.1992	7,3	9-10
12	Балханское (Туркменистан)	06.12.2000	7,3	8

Инструментальная сейсмология в ЦА начала развиваться еще в XIX веке. В 1892 г. 14 сейсмографов Русского географического общества были установлены в г. Ташкенте (Узбекистан), а 13 июля 1901 начала работать Ташкентская сейсмическая станция – одна из старейших станций в мире, которая непрерывно действует почти 120 лет. В XX веке в связи с колоссальным строительством в республиках стала активно разрастаться сеть сейсмических наблюдений. Например, в Узбекистане до 1991 г. работало 36 сейсмических станций. До распада СССР во всех республиках обработка полученных сейсмических данных, созда-

ние каталогов и построение карт сейсмического районирования, велись по единой методике. Сотрудничество сейсмологов в рамках Единой сети сейсмических наблюдений способствовало оперативному созданию каталогов землетрясений, в результате создан «Специализированный каталог землетрясений Северной Евразии с древнейших времен по 1990 г.» (отв. ред. Н. В. Кондорская, В. И. Уломов), который был использован при расчете комплекта карт районирования сейсмической опасности территории России.

Карты общего сейсмического районирования составлялись для всей территории СССР в 1937, 1957, 1968 и 1978 годах. Последняя карта 1978 г. (ОСР-78), в создании которой участвовали в числе других, и сейсмологи ЦА, оставалась во многих республиках в качестве нормативной еще в течение нескольких десятков лет после распада СССР. Здесь следует отметить, что тяжелые уроки были извлечены из последующих разрушительных землетрясений: Спитак (1988, Армения), Зайсан (1990, Казахстан), Рача-Джавское (1991, Грузия), Сусамыр (1992, Кыргызстан) и Нефтегорск (1995, Россия). Эти стихийные бедствия высветили недостатки карты ОСР-78 при районировании сейсмической опасности.

В 1991 г., после распада СССР, на территории ранее единой страны, образовалось 15 независимых государств, соответственно образовались новые границы, а существующие общие природные опасности стали трансграничными. В сейсмологии, как и в других отраслях науки, в это время началось разрушение сложившихся структур и научных связей между учеными стран бывшего СССР. Из-за недостаточного финансирования во многих республиках сократилось число сейсмических станций, начался отток квалифицированных кадров из научных организаций. Несмотря на все трудности начала 90-х годов, когда научно-исследовательским институтам пришлось фактически выживать в тяжелых условиях, специалисты старались продолжать исследования и сохранить мониторинговую сеть. Постепенно стали поступать предложения от зарубежных коллег о научных грантах, об установке современных цифровых сейсмических станций. Так в Казахстане, Кыргызстане и Таджикистане стала развиваться современная мониторинговая система, состоящая из комплектов цифровых сейсмических станций, предоставленных по грантам из Германии, Швейцарии, США и Канады. В Туркменистане и Узбекистане сейсмический мониторинг осуществлялся только за счет государственного финансирования. Кратко остановимся на сегодняшней ситуации состояния сейсмологии в каждой из пяти республик на 2019 г., через 28 лет обретения независимости странами ЦА.

В любой стране сейсмология начинает развиваться после сильного землетрясения. Так институты и научные центры открывались в странах ЦА после катастрофических землетрясений, произошедших в XX веке. По состоянию на 2019 г. в каждой республике действуют научно-исследовательские институты, изучающие проблемы оценки сейсмической опасности и сейсмостойкости зданий и сооружений, центры сейсмического мониторинга. В таблице 2 приведены данные по каждой республике ЦА.

Таблица 2

Институты сейсмологии и сейсмостойкого строительства, центры сейсмического мониторинга в странах Центральной Азии

Страны Центральной Азии	**Институты и организации**
Казахстан	Институт сейсмологии Министерства образования и науки Республики Казахстан Казахский научно-исследовательский институт строительства и архитектуры (АО «КазНИИСА») Казахский национальный Центр Данных (КНЦД) Института Геофизических Исследований Национального Ядерного Центра Республики Казахстан
Кыргызстан	Институт сейсмологии Национальной Академии Наук Государственный институт сейсмостойкого строительства и инженерного проектирования Центрально-Азиатский Институт прикладных Исследований Земли (ЦАИИЗ)
Таджикистан	Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии Академии наук Республики Таджикистан Геофизическая служба Академии наук Республики Таджикистан
Туркменистан	Институт сейсмологии и физики атмосферы Академии наук Туркменистана Научно-исследовательский институт сейсмостойкого строительства Министерства строительства и архитектуры Туркменистана
Узбекистан	Институт сейсмологии им. Г.А. Мавлянова Академии наук Республики Узбекистан Институт сейсмостойкости сооружений Академии наук Республики Узбекистан Республиканский центр сейсмопрогностического мониторинга в составе Министерства по Чрезвычайным ситуациям

Казахстан. Институт сейсмологии Министерства образования и науки Республики Казахстан продолжает свои многолетние исследования актуальных проблем сейсмологии. Общее сейсмическое зонирование территории Республики Казахстан, выполненное институтом в 2013-2015 гг., впервые осуществлено на основе методологии, соответствующей положениям Еврокода 8 (EN 1998-1:2004) «Проектирование сейсмостойких конструкций», для применения в практике проектирования на территории Казахстана. Итогом проведенных исследований впервые для территории Казахстана стала вероятностная оценка сейсмической опасности и разработка комплекта Карт общего сейсмического зонирования (масштаб 1: 2 500 000), отражающих 10% и 2% уровень вероятности возникновения и возможного превышения сейсмического эффекта в течение 50-летних интервалов времени, что соответствует повторяемости сейсмического эффекта один раз в 475 и 2475 лет, в баллах макросейсмической шкалы интенсивности (MSK-64) и в пиковых ускорениях грунта (в долях g) для заданных периодов повторяемости [1].

Казахский научно-исследовательский институт строительства и архитектуры (АО «КазНИИСА») – государственный научно-исследовательский и проектный институт в области развития строительства, включая районы с особо сложными инженерно-геологическими условиями и сейсмоопасные регионы. В 2017-2018 гг. в рамках государственной программы «Дорожная карта 2016-2018. Комплекс мер по повышению эффективности работы по обеспечению сейсмической безопасности Республики Казахстан» была проведена «Паспортизация объектов недвижимости г. Алматы». В 2017 г. эксперты АО «КазНИИСА» и ТОО «НИИ Алматыгенплан» обследовали 7027 зданий, из них 6547 жилых объекта, 323 школы, 246 детских садов, 89 поликлиник. В 2018 году был обследован 3131 объект недвижимости, среди них детские сады, школы и больницы, государственные учреждения. По итогам паспортизации создана база данных по сейсмической уязвимости зданий и сооружений и карт сейсмического риска г. Алматы, что позволит повысить надежность функционирования систем жизнеобеспечения, снизить ущерб, наносимый зданиям и сооружениям в результате землетрясений [9].

Мониторинг сейсмических событий осуществляется в Казахском национальном Центре Данных (КНЦД) Института Геофизических Исследований Национального Ядерного Центра Республики Казахстан. Сейсмическая сеть, действующая в настоящее время – это результат международного сотрудничества при её восстановлении и модернизации, и включает в себя 5 сейсмических групп, 7 трехкомпонентных станций и 2 инфразвуковых. Совместно с национальным центром данных США (AFTAC) были построены три сейсмические группы (10 элементов) Маканчи (MKAR-PS23), Каратау (KKAR) и Акбулак (ABKAR). На территории Казахстана функционируют три сейсмические станции сети консорциумов университетов IRIS (США) в Боровом (BRVK-IRIS), в Курчатове (KURK-IRIS) и в Маканчах (MAKZ-IRIS/GSN), которые входят в сеть ИГИ НЯЦ РК. Совместно с Германским научным центром изучения Земли (Потсдам) были установлены две сейсмические станции, одна в Центральном Казахстане Ортау (OTUK) и вторя на юго-востоке Казахстана Подгорная (PDG). Также на территории г. Алматы была установлена сейсмическая станция KNDC, которая расположена в Центре данных [4].

Кыргызстан**.** Институт сейсмологии Национальной Академии Наук Республики Кыргызстан – ведущая научная организация, изучающая сейсмические явления на территории страны и проводящая фундаментальные и прикладные исследования по проблеме обеспечения сейсмической безопасности республики. Также включает в себя Национальную сейсмологическую службу РК. В 2011 г. составлена Карта сейсмического районирования территории Кыргызской Республики масштаба 1:1000 000, которая внедрена в практику сейсмостойкого проектирования, строительства и проведения превентивных мероприятий службами МЧС КР.

Государственный институт сейсмостойкого строительства и инженерного проектирования проводит оценку сейсмостойкости зданий и сооружений. Разработана национальная нормативная база по сейсмостойкому строительству, том числе: СНиП 2.01.01-93 КР. Застройка территории г. Бишкек с учетом сейсмического микрорайонирования и грунтово-геологических условий; СНиП 2.01.02-94 КР. Строительство в районах Кыргызской Республики с сейсмичностью 9 баллов. В 2011 г. принято постановление Правительства Кыргызской Республики № 523 «Сейсмическая безопасность Кыргызской Республики на 2015-2019 гг.» по финансированию работ по проведению паспортизации объектов промышленности, жилья и социальной сферы.

Центрально-Азиатский Институт прикладных Исследований Земли (ЦАИИЗ) основан в 2004 г. Правительством Кыргызской Республики и Германским Центром исследований Земли г. Потсдам, Германия. ЦАИИЗ за 15 лет своего существования проводит успешные мульти-дисциплинарные научно-прикладные исследования по проблемам снижения риска стихийных бедствий, управления водными ресурсами и адаптации к глобальным изменениям в ЦА для принятия научно-обоснованных решений. Создание данного института создало благоприятные условия для международного сотрудничества в регионе.

В настоящее время в Республике Кыргызстан действуют несколько сейсмических сетей [3]:

- Институт сейсмологии НАН КР – 27 станций;
- Консорциум Университетов США (KNET), режим реального времени – 10 станций;
- ЦАИИЗ, режим реального времени – 3 станции;
- цифровые станции Центрально-Азиатской мониторинговой сети, режим реального времени (CAREMON)- 2 станции.

Таджикистан. В 2017 г. введен в действие Закон РТ «О сейсмической безопасности», определяющий организационные, правовые, экономические и социальные основы обеспечения сейсмической безопасности в РТ.

Исследования сейсмической опасности, оценка сейсмостойкости зданий и сооружений, уязвимости существующей застройки осуществляется в Институте геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии Академии наук Республики Таджикистан. В 2007 г. составлена карта Общего сейсмического районирования территории Таджикистана.

С 2016 г. введена в действие новая редакция градостроительных норм и правил

ГН иП 22-07-2015 «Сейсмостойкое строительство». В республике, в первую очередь в г. Душанбе, ведутся работы по оценке сейсмической уязвимости (паспортизации) существующей застройки. Начаты работы по разработке новых карт сейсмического микрорайонирования территорий г. Душанбе и Хорога. Разрабатывается новая шкала интенсивности для Таджикистана [7].

Непрерывные сейсмологические, геодинамические и геодезические наблюдения проводятся Геофизической службой Академии наук Республики Таджикистан. При поддержке Швейцарского управления по развитию и сотрудничеству (ШУРС) проведены работы НПО «PMP International» по проекту «Реабилитация сети сейсмического мониторинга в Таджикистане». Швейцарское правительство через ШУРС профинансировало поставку и монтаж первых широкополосных цифровых сейсмических станций со спутниковой связью. Эти новые станции в соответствии с договоренностью с «БарќиТољик» расположены так, чтобы наилучшим образом охватить районы существующих, строящихся и проектируемых ГЭС в центральной части, на юге, на севере республики и на Памире. При содействии специалистов канадской фирмы «Nanometrics» и Швейцарского Федерального Геофизического института установлена сеть цифровых широкополосных сейсмических станций. Благодаря сотрудничеству с Германским исследовательским центром Земли (GFZ, Потсдам), ЦАИИЗ (Бишкек, КР), Научно-исследовательской станцией РАН (Бишкек, КР) и Институтом геологии и сейсмостойкого строительства и сейсмологии АН РТ на Памире была организована регистрация землетрясений в ждущем режиме сетью из 30 сейсмических станций «Guralp», расположенной в зоне одного из самых сейсмически активных разломов на территории Таджикистана в рамках Тянь-Шань – Памирской геодинамической программы. В результате совместных исследований удалось получить уникальные сведения, позволяющие построить профиль строения Земли до глубин 800 км, а также предложить вероятный механизм формирования сверхмощной коры и генезис мантийных землетрясений Памира [10].

Туркменистан. Институт сейсмологии и физики атмосферы Академии наук Туркменистана проводит фундаментальные и комплексные опытно-методические исследования в области сейсмологии и физики атмосферы. Созданная институтом в 2017 г. новая Национальная карта сейсмического районирования территории Туркменистана (НКСРТ-2017) утверждена Министерством строительства и архитектуры Туркменистана в качестве нормативного документа для социально-экономического планирования, рационального землепользования и решения задач сейсмостойкого строительства. В состав института также входит Сейсмическая служба, которая включает в себя 19 стационарных сейсмических станций и 23 передвижные сейсмические станции.

В 2017 г. запущена реализация «Проекта улучшения системы сейсмологических наблюдений на территории г. Ашхабада и вокруг него» в рамках подписанного «Совместного заявления о дальнейшем развитии дружбы, партнерства между Туркменистаном и Японией». Японским агентством JICA будет передано Туркменистану современное сейсмологическое оборудование – сейсмические цифровые станции по регистрации сильных движе-

ний, а также программные средства по обработке и интерпретации полученных материалов. Намечено установить сначала 7 цифровых сейсмических станций, комплексов аппаратуры по регистрации сильных движений грунта (включая установку на высотных зданиях). Итогом работы данного Международного Проекта будет карта районирования сейсмической опасности и риска г. Ашхабада. Работы по уточнению сейсмологических условий и сейсмическому микрорайонированию включают комплексные инженерно-геологические, инструментальные геофизические и сейсмологические исследования и математическое моделирование методом расчета синтетических сейсмограмм.

В соответствии с Распоряжением Президента Туркменистана в 2018 г. был подписан Проектный Документ «Усиление национального потенциала Туркменистана по оценке сейсмических рисков, предупреждению и реагированию на потенциальные землетрясения». Проект нацелен на разработку и реализацию комплексного стратегического подхода для оценки сейсмической опасности и рисков в Туркменистане, и окажет содействие Правительству Туркменистана в усилении потенциала органов, связанных с деятельностью по подготовке и реагированию на чрезвычайные ситуации в целом. Пилотная деятельность будет отработана на территории г. Ашхабада для последующего применения успешной практики и подходов в аналогичной работе на территории других населенных пунктов Туркменистана, подверженных сейсмическим рискам. Проект, который является совместной инициативой Правительства Туркменистана и ПРООН, осуществляется в рамках механизма по реализации на национальном уровне. Признавая важность снижения рисков бедствий, в том числе подготовки к чрезвычайным ситуациям и поддержки совместных усилий в этой области, Правительство Туркменистана приняло решение о выделении соответствующих финансовых средств для совместной реализации с ПРООН задач и мероприятий в рамках указанного проекта. Проект будет реализован в сотрудничестве с учеными и специалистами из ведущих научных центров по оценке и снижению сейсмического риска: Институт физики Земли РАН, Институт геоэкологии РАН, Центрально-Азиатский Институт прикладных исследований Земли, Немецкий Центр Исследования Земли [6].

Узбекистан. В последние десятилетия Институтом сейсмологии им. Г.А. Мавлянова Академии наук Республики Узбекистан разработана новая методология оценки сейсмической опасности, и на ее основе построен комплекс карт общего сейсмического районирования территории республики на вероятностной основе ОСР-2001 в изолиниях, оконтуривающих зоны разной балльности по шкале MSK-64 для фиксированного интервала времени t=50 лет с 90-, 95-, 99%-ной вероятностью непревышения расчетной интенсивности в каждой из зон. Это соответствует сотрясаемости с периодом повторяемости в 500,1000 и 5000 лет (один раз на рассматриваемой площади), т.е. карты I, II, III типа. Карты составлены в масштабе: 1:1 000000.

В Узбекистане будет строиться первая в ЦА атомная станция. В начале мая 2019 г. выбрана площадка для строительства атомной станции в 25 км от г. Бухары рядом с водохранилищем Тудакуль. Создана корпорация УЗАТОМ, которая совместно с РОСАТОМОМ будет

вести строительство. Ввод в эксплуатацию планируется в 2028 г. Институт сейсмологии проводит исследования по оценке сейсмической опасности для площадки строительства атомной станции.

Институт механики и сейсмостойкости сооружений им. М.Т. Уразбаева продолжает исследования в области обеспечения сейсмостойкости зданий и сооружений. В Узбекистане для целей сейсмостойкого проектирования, все проектные институты используют сейсмический код КМК 2.01.03-96 «Нормы и правила строительства в сейсмических зонах», утвержденный правительством в 1996 г.

В целях повышения эффективности системы предупреждения и ликвидации последствий чрезвычайных ситуаций принято Постановление Президента Республики Узбекистан от 9 августа 2017 года № ПП-3190 «О мерах по совершенствованию проведения научных исследований в области сейсмологии, сейсмостойкого строительства и сейсмической безопасности населения и территории Республики Узбекистан». Согласно данному Постановлению составом Министерства по Чрезвычайным ситуациям РУз организован Республиканский центр сейсмопрогностического мониторинга. В этот центр передана вся сеть сейсмического мониторинга республики. В настоящее время функционируют и ежедневно ведут наблюдения 50 станций, из которых 40 сейсмических и 10 комплексных прогностических станций.

После распада СССР, в 90-х годах XX века в республиках появились свои национальные СНиПы, которые с одной стороны базировались на последнем советском СНиПе 1984 г., а с другой стороны имели свои особенности в каждом государстве. Созданы национальные карты сейсмической опасности, работа над которыми продолжается; расширяется и совершенствуется сейсмическая мониторинговая сеть.

Правительства стран ЦА придают большое значение реализации целенаправленных мер по защите населения и территорий от сейсмической опасности, созданию условий для проведения научно-исследовательских работ в области сейсмологии и сейсмостойкого строительства. Усилия по снижению риска природных катастроф требуют значительных финансовых затрат, при этом основные расходы несет государство, как конституционно ответственное за обеспечение национальной безопасности, включая защиту населения и территорий от природных катастроф. В каждой стране ЦА в бюджет ежегодно закладываются ассигнования на расходы, связанные с ЧС, при этом фактические расходы бюджета на такие события зачастую значительно превышают запланированные.

В начале XXI века по инициативе зарубежных партнеров реализовано несколько международных проектов, сфокусированных на интеграции сейсмических данных по всему региону, оценке опасности и уязвимости трансграничных районов, изучению сейсмических рисков и разработке способов уменьшения их последствий, исследованию оползневых процессов.

Первым шагом на пути современного сбора данных (с 1991 г.) по землетрясениям и активным оползням стал проект МНТЦ CASRI (ISTC Project No.KR-1176 «Seismic Risk Assessment in Central Asia»). Проект выполнялся в 2005 – 2009 гг. с участием стран ЦА: Казахстана, Кыргызстана, Таджикистана и Узбекистана. Главной целью проекта CASRI яв-

лялось создание современной базы данных, в качестве основы для разработки методологии оценки региональной сейсмической и оползневой опасности. Задача составления каталога касалась только сильных землетрясений с магнитудой более 4,5 и выполнялась при координации Центра данных Института геофизических исследований (Казахстан). Каталог был составлен по событиям до 2005 г. Результатами инициативы CASRI являются: 1) все данные по активным разломам, генерирующим землетрясения с M>6, собранные в базы данных вместе с их основными характеристиками; 2) унифицированный каталог землетрясений сильных землетрясений с интенсивностью I> 6 по шкале MSK-64 за период с 500 до 2005 гг.; 3) единая база данных оползней с их основными параметрами. Проект финансировался международным научно-техническим центром (МНТЦ).

Следующими были работы 2009 – 2014 гг. по проекту создания модели землетрясений Центральной Азии (EMCA), который, в свою очередь, являлся составной частью глобального проекта GEM – «Глобальная модель землетрясений». Эта работа координировалась Центром изучения Земли (GFZ) Потсдам, Германия. Исследуемая территория была расширена по сравнению с проектом CASRI за счет Туркменистана; каталог включал данные по 2009 г.; нижней магнитудой землетрясений была M=3,5 [4].

Создание в Бишкеке в 2004 г. по соглашению между Германией и Кыргызстаном Центрально-Азиатского Института прикладных Исследований Земли (ЦАИИЗ) дало новую возможность для сотрудничества на территории ЦА. В 2008 г. по инициативе Германской Организации по Международному Развитию Потенциала (InWent) в тесном сотрудничестве с Центром изучения Земли (GFZ) Потсдам, Германия и ЦАИИЗом и при финансовой поддержке Министерства Иностранных Дел Германии началось сотрудничество стран региона в рамках проекта «Трансграничное предотвращение стихийных бедствий в Центральной Азии» (Central Asia Cross Border Natural Disaster Prevention – CASCADE), в котором принимали участие представители шести стран (Казахстана, Кыргызстана, Таджикистана, Туркменистана, Узбекистана, а также Германии). Программа проекта осуществлялась по двум основным направлениям: 1) научно-техническое сотрудничество и 2) развитие потенциала уменьшения риска. В частности, в рамках научно-технической части проекта, которая включала также вопросы развития региональной сети сейсмических наблюдений и сейсмического микрорайонирования, значительная часть программы была посвящена вопросам оценки сейсмической уязвимости существующей жилой застройки. Основным достижением данного проекта стало создание Центрально-Азиатской сети сейсмического мониторинга – CAREMON (Central Asian Real-Time Earthquake Monitoring Network). В каждом из государств Центральной Азии (Казахстан, Кыргызстан, Таджикистан, Узбекистан и Туркмения) установлены широкополосные цифровые станции типа GURALP (рис. 2), данные которых в режиме реального времени по спутниковым каналам связи передаются в центральный пункт сбора с последующей их передачей всем участникам проекта. Кроме того, в каждом из государств установлено программное обеспечение (SeisComp-3), которое представляет собой новую технологию по быстрому обмену данными и определению эпицентра и магнитуды землетрясения. В настоящее время сейсмологи региона продолжают работать в различных международных грантах.

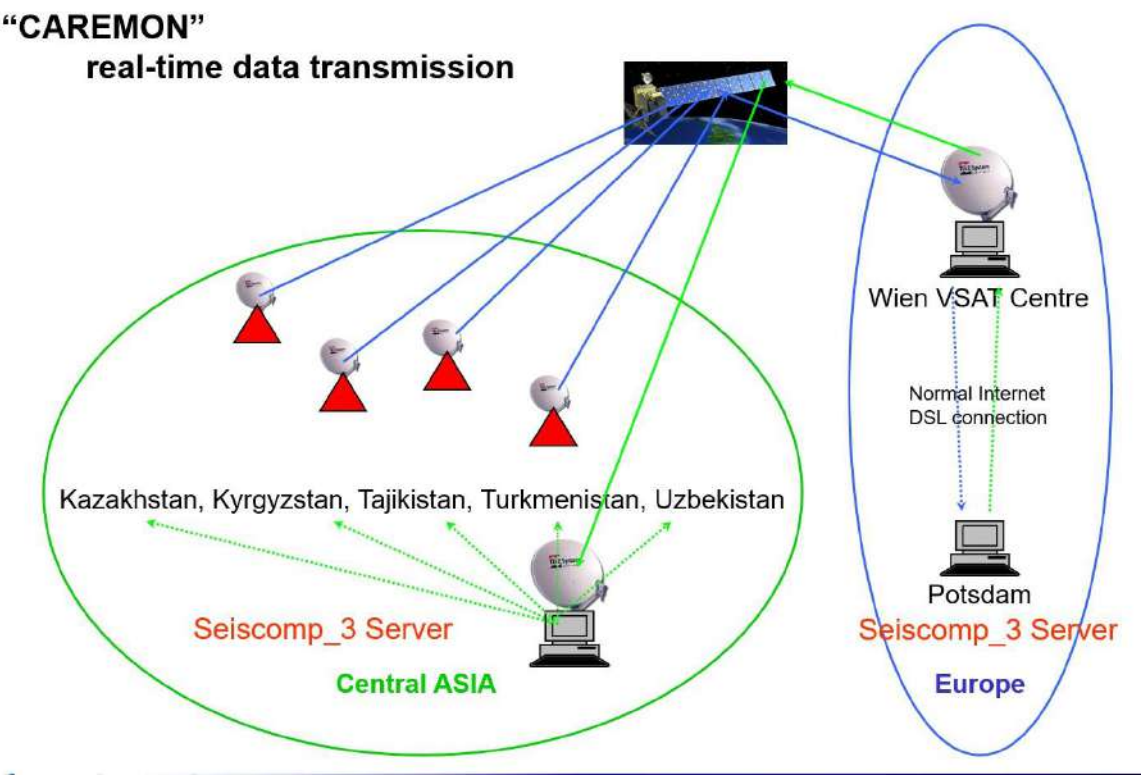


Рис. 2. Схема передачи данных через систему CAREMON [8]

Прогнозные оценки ученых-сейсмологов ЦА показывают высокие значения магнитуд потенциальных будущих землетрясений (7 и выше), что соответствует вероятному уровню макросейсмической интенсивности 9 и более баллов. Учитывая, что зоны с высоким уровнем сейсмической опасности совпадают с густонаселенными районами, а также принимая во внимание сейсмическую уязвимость существующих зданий и сооружений, можно констатировать, что в каждой из стран Центральной Азии существующий уровень сейсмического риска является очень высоким и последствия будущих землетрясений могут быть катастрофическими.

Проблемы оценки сейсмического риска привлекают все большее внимание международного научного сообщества, а также правительственных и неправительственных организаций различных стран, расположенных в сейсмоопасных регионах планеты. Несмотря на различные интерпретации и подходы к проблемам оценки риска у различных авторов, общепризнанным является то, что концепция сейсмического риска отражает оценку потенциальных потерь при вероятных будущих землетрясениях. При этом основными составляющими факторами, определяющими уровень риска, являются опасность и уязвимость, а также ценности, подверженные существующей угрозе.

За последние 20 лет строительная палитра возведения гражданских зданий в ЦА регионе, как в городе, так и в сельской местности, резко изменилась: появились новые стро-

ительные материалы, конструктивные системы, ранее не применяемые в строительстве. Исчезли привычные, проверенные экспериментально-теоретическими исследованиями и реальными землетрясениями конструктивные системы, практически прекратило свое существование типовое проектирование гражданских зданий. Не проводятся масштабные экспериментальные работы. Резко снизилось качество применяемых материалов. В условиях ограниченного финансирования исследовательских работ в области сейсмостойкого строительства возникает серьезная проблема при оценке сейсмической безопасности жилищно-гражданских зданий современной постройки и выработке концепций смягчения последствий землетрясений [5]. Ввиду того, что именно на сейсмоопасных территориях стран ЦА проживает большая часть населения и расположены жилые, гражданские и промышленные здания и сооружения, а также объекты инфраструктуры проблема оценки и уменьшения сейсмического риска является особенно актуальной.

Заключение

Учитывая трансграничную природу стихийных бедствий, для адекватной оценки и уменьшения существующего уровня сейсмического риска необходима совместная координированная работа сейсмологов и инженеров, проектных и плановых организаций, органов управления различного уровня, национальных министерств по чрезвычайным ситуациям и их подразделений на местах, в том числе, координация усилий в сейсмоопасных районах вдоль национальных границ, что позволит идентифицировать и картировать зоны с наибольшим уровнем риска и разработать эффективную систему мероприятий по управлению риском и обеспечению готовности к будущим сильным землетрясениям как в каждой из стран ЦА, так и в регионе в целом. Для оценки сейсмической опасности и риска в каждой их стран проводятся исследования, но особую важность имеют международные трансграничные проекты, которые могут объединить в своих рамках все страны Центральной Азии.

Литература

1. Абаканов Т.Д., Ли А.Н., Садыкова А.Б., Силачева Н.В., Степаненко Н.П. Сейсмическое зонирование территории Казахстана в рамках ЕВРОКОД-8 // Матер. Докладов Четвертой тектонофизической конференции в ИФЗ РАН «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле». 3-8 октября 2016 г. Москва: Изд-во Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 2016. С. 325-331.

2. Каримов Ф.К., Саломов Н.Г., Старков В.И., Старкова Э.Я., Шозиеев Ш.Л. Сейсмогеофизические исследования на территории Таджикистана и проблемы прогнозирования тектонических землетрясений // ГЕОРИСК. 2017. №1. С. 30-39.

3. Кальметьева З.А., Миколайчук А.В., Молдобеков Б.Д. и др. Атлас землетрясений Кыргызстана. Бишкек: ЦАИИЗ, 2009.–73 с.

4. Михайлова Н.Н., Аристова И.Л., Мукамбаев А.С. Унифицированный каталог землетрясений территории Республики Казахстан и прилегающих регионов (с древнейших времен до 2009 г.) // Вестник НЯЦ РК. 2015. №4. С. 132-143.

5. Хакимов Ш.А. Сейсмобезопасность конструктивных систем современных жилищно-гражданских зданий Центрально-Азиатского региона // ГЕОРИСК. 2017. №1. С. 54-61.

6. Эсенов Э.М. От оценки сейсмического риска – к сейсмической безопасности // Строительство и архитектура Туркменистана. 2018. № 4. С. 24-27.

7. Ясунов П. Основные направления повышения сейсмической безопасности Таджикистана // Заседание Базовой организации государств – участников СНГ по проблемам технического регулирования в строительном комплексе. 7-9 июня 2018 г. Душанбе, 2018.

8. Tyagunov, S., Abakanov, T., Abdrakhmatov, K., Begaliev, U., Bindi, D., Charyev, M., et al. (2012): Seismic risk assessment in the countries of Central Asia. Proc. International Conference on Complexity in earthquake dynamics: From nonlinearity to earthquake prediction and seismic stability, Tashkent, Uzbekistan 2012.

9. Shokbarov Y. Assessment of seismic risk in Almaty // Proceed. of Eurasian RISK 2019 conference. 22-24 May, 2019. – Baku, Azerbaijan. – P. 105-106.

10. https://www.anrt.tj

УДК 550.3+551.21

ВЫЯВЛЕНИЕ, КАРТИРОВАНИЕ И ЗАВЕРКА РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ, ПЕРЕСЕКАЮЩИХ ТРАССУ ГАЗОПРОВОДА «ДЖУБГА-ЛАЗАРЕВСКОЕ-СОЧИ» (СУХОПУТНЫЕ И МОРСКОЙ УЧАСТКИ) И ОЦЕНКА ИХ ОПАСНОСТИ

Миронюк С.Г.

ЦАСД МГУ, Москва, Россия

Опасность активных разрывных нарушений для строительства и эксплуатации трубопроводов связана, прежде всего, с возможными импульсными сейсмогенными смещениями земной поверхности на участке расположения сооружения, а также интенсивными медленными (криповыми) движениями вдоль разломов. На сегодняшний день известны случаи деформаций искусственных сооружений смещениями по разрывным нарушениям, включая трубопроводы [11, 21]. Так при землетрясениях в Калифорнии (1952 г., M =7,7) и в г. Манагуа (1979 г., M=6,5) в первом случае трубопроводы были изогнуты с выпучиванием непосредственно над тектоническим разломом, а во втором − разрушены из-за смещений вдоль разломов [1]. В этой связи движения по тектоническим разрывам (сейсмогенные смещения) уже давно привлекли к себе внимание [3, 23] и выделены в качестве самостоятельного опасного геологического процесса.

Отмечается, что проблемы, связанные с прокладкой трубопроводов в районах присутствия активных тектонических разломов, в том числе на шельфе, изучены до сих пор совершенно недостаточно [5]. До настоящего времени сохраняется и различное понимание самого термина «активный разлом», в том числе в нормативной литературе [16, 17].

Согласно СП 14.13330.2014, п. 4.5 [16] площадки строительства, в пределах которых прослеживаются тектонические нарушения, перекрытые чехлом рыхлых отложений менее 10 м, являются неблагоприятными в сейсмическом отношении и для обеспечения сейсмостойкости сооружений должны быть детально изучены. В соответствии с СТО Газпром 2-2.1-249-2008, п. 13.10.1.3 [18] участки пересечения активных разломов газопроводами относятся к категории «особой сейсмической опасности». В ГОСТ Р 54483-2011 (ИСО 19900:2002) [2] дается общая рекомендация «избегать расположения сооружений вблизи геологических разломов», а в случае невозможности переноса площадки (трассы) строительства в более безопасное место (частый случай) должны быть оценены величина и временная шкала предполагаемых подвижек и продемонстрированы возможность приемлемых последствий и/или малая вероятность их возникновения (*подчеркнуто нами – С.Г.*). Пересечение газопроводом зон активных тектонических разломов, при соблюдении определенных условий, допускается и согласно СТО Газпром 2-2.1-249-2008 [18]. Но в таком случае, в обязательном порядке должна быть выполнена оценка напряженно-деформированного состояния участков газопровода на пересечениях активных тектонических разломов (п.9.4.11). В СТО Газпром 2-3.7- 050-2006 (DNV-OS-F101) [19] содержатся требования при изысканиях

для выбора оптимальной трассы трубопроводов изучить вопросы, касающиеся нестабильности и неровностей морского дна, оседания поверхности и т. д. и учитывать случайные нагрузки.

При решении вопроса об учете случайных нагрузок при проектировании трубопроводов принимают во внимание как вероятность их возникновения, так и возможные последствия отказов (риск). Общепринятой практикой является не учитывать при проектировании трубопроводов классов безопасности «Низкий» и «Нормальный» опасные геологические события, частота (вероятность) возникновения которых в год менее 10^{-4}.

Выявление, количественная оценка разрывных нарушений и картирование активных разрывов, смещения по которым могут представлять опасность для зданий и сооружений, составляет одну из основных задач при оценке сейсмотектонических условий их строительства. Методы сейсмотектонических исследований на суше многочисленны и подробно описаны [10,15]. Основными задачами выполненных исследований разрывов на сухопутных участках трассы газопровода «Джубга-Лазаревское-Сочи» (ДЛС) являлись:

− выявление и дифференциация основных морфоструктур;

− возрастное расчленение рельефа и картирование его разновозрастных элементов;

− анализ этапности формирования и тенденций развития приповерхностных структур, как основы для выявления активных структур.

Как показал наш опыт [8] при заверке разрывов на суше, выделенных, в основном по геоморфологическим признакам, хорошо себя зарекомендовали методы электро- и сейсмотомографии.

Многие приемы изучения разрывов на суше (дешифрирование космоснимков [7], тренчинг и др.) не пригодны или мало пригодны для картирования разломов на дне акваторий [4]. Для выявления и прослеживания разрывных нарушений на шельфе Черного моря и определения их параметров нами были выполнены следующие работы:

− гидрографическая (батиметрическая) съемка вдоль трассы газопровода;

− гидролокационное обследование методом бокового обзора;

− многоканальное непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСАП) с использованием сейсмоакустического комплекса «Нильма» и одновременное 2-х частотное профилирование двумя системами – “Benthos Chirp II” и электроискровым излучателем типа «Sparker». Это позволило совместить как высокое разрешение (до 0,3 м), так и большую глубину изучения геологического разреза, в том числе и под газонасыщенными осадками.

О наличии дизъюнктивов в верхней части разреза морского дна свидетельствуют ряд геоморфологических и геофизических признаков. К первым, как показал наш опыт исследований приповерхностного строения зон разломов в различных морях, следует отнести прежде всего наличие на дне уступов или резких перегибов склонов, прямолинейных границ и деформаций молодых форм рельефа (оползневых тел, конусов выноса, днищ каньонов и др.). При выделении разрывных нарушений на сейсмических временных разрезах нами использовались следующие признаки: разрыв или смещение осей синфазности, резкое изме-

нение волновой картины (в т.ч. резкое изменение углов наклона осей синфазности), наличие дифрагированных волн и т. д.

Территория исследований расположена на южном склоне Западного Кавказа и прилегающем шельфе Черного моря. Газопровод ДЛС проходит вдоль черноморского побережья в средней части шельфа на расстоянии примерно в 5-7 км от берега на глубине от 50 до 75 м. Протяженность его – 171,6 км, при этом 90% трассы приходится на морской участок. Началом трассы газопровода является точка врезки в магистральный газопровод Россия-Турция («Голубой поток») в районе п. Джубга. Длина сухопутного, наиболее протяженного участка «Джубга» около 13 км. Газопровод имеет выходы на сушу в районе населенных пунктов Новомихайловский, Туапсе (мыс Кадош) и Кудепста.

Сухопутная территория характеризуется глубоко расчлененным эрозией низкогорным рельефом, сложным геологическим строением и распространением ряда опасных геологических процессов (оползни, обвалы, эрозия). Активные (позднеоплейстоцен-голоценовые) разрывы связаны с новейшим структурным планом. Выполненное С.А. Несмеяновым [9] возрастное расчленение рельефа позволило выявить активные разрывы и оценить скорости перемещений блоков по ним. Большинство активных разрывов являются новообразованными. Они секут соскладчатые более древние разломы.

В пределах участка «Джубга» трасса газопровода пересекает шесть активных разрывов (сбросов): Северосавицкий, Южносавицкий, Волчий, Кузнецовский (Лысенковский сегмент), Азаренский и Тенгинский [9], а на мысе Кадош (участок «Туапсе») она оказалась расположенной в непосредственной близости от зоны активного Кадошского сброса.

Согласно работам по уточнению исходной сейсмичности Северо-Западного Кавказа (выполнялись Институтом геоэкологии им. Е. М. Сергеева РАН, 2008) первые четыре разлома расположены в зоне ВОЗ с M_{max}=5,5, а Азаренский и Тенгинский дизъюнктивы – в области рассеянной сейсмичности с M_{max}=5,0. Кадошский разлом находится в Сочинской зоне ВОЗ с M_{max}=6,0.

Заверка разрывных нарушений и определение их ширины выполнялись с помощью комплексных геофизических исследований (сейсмо- и электроразведка). Сейсморазведка проводилась по системе параллельных профилей (2-3) средней протяженностью 400 м, ориентированных вкрест предполагаемой системе нарушений. Обнаружение и прослеживание зон сейсмотектонических нарушений проведено по определенным признакам сейсмических записей, связанных с резким различием сейсмических свойств трещиноватых пород, приуроченных к зоне разрыва, и пород за пределами разрывной зоны. Сейсмические измерения проводились в виде непрерывного профилирования по системе встречно-нагоняющих годографов с использованием схем Z-Z и Y-Y. Полевые электроразведочные наблюдения выполнялись методом электротомографии и ВЭЗ по системе параллельных профилей, совпадающих с сейсмическими профилями. Эти методы позволяют получить информацию о местоположении разрывных нарушений в коренных породах по различию электрических свойств пород внутри и вне разрывной зоны. Так, например, выделенный по элетротомографии прибрежный Тенгинский разлом имеет ширину 130 м (рис.1).

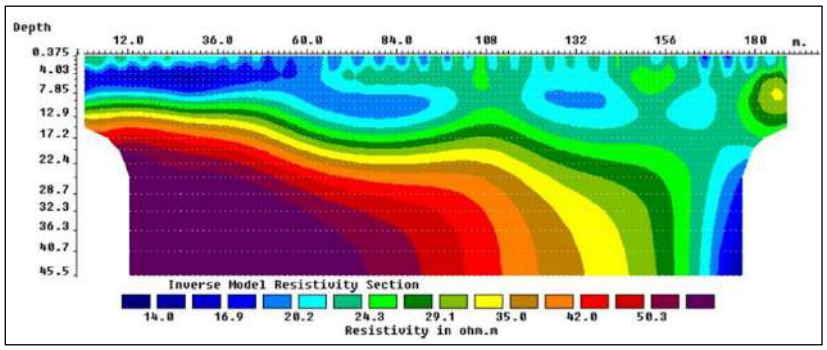


Рис. 1. Геоэлектрический разрез через разрывную зону Тенгинского разлома (участок «Джубга»)

Зона разрыва в правой части рисунка выделяется на фоне высокоомных ненарушенных блоков пород с удельным электрическим сопротивлением (УЭС) в диапазоне 50-110 Ом*м слоями с УЭС =20-40 Ом*м.

Кадошский разлом в процессе полевых исследований был выявлен в коренных породах (верхнемеловой карбонатный флиш) абразионного уступа [13]. Здесь наблюдается узкая (до 2м) зона смятия с кальцитовыми жилами и субвертикальными бороздами скольжения. Разрыв прослеживается на площадку высокой морской террасы, где образует уступ высотой до 9 м.

Комплексные геофизические исследования (сейсморазведка в модификации КМПВ и электроразведка методом электротомографии) показали, что разрывная зона, сложенная тектонически раздробленными и трещиноватыми породами, фиксируется по данным КМПВ снижением скоростей как продольных (V_p), так и поперечных (V_s) волн. Так, если в ненарушенных породах вмещающего массива V_p и V_s составляют, соответственно, 2800 – 3100 м/с и 1500 – 1300 м/с, то в породах разрывной зоны – V_p = 1700 – 1900 м/с, а V_s = 900 – 1100 м/с. Зона Кадошского разлома также четко отражается на геоэлектрических разрезах (рис. 2).

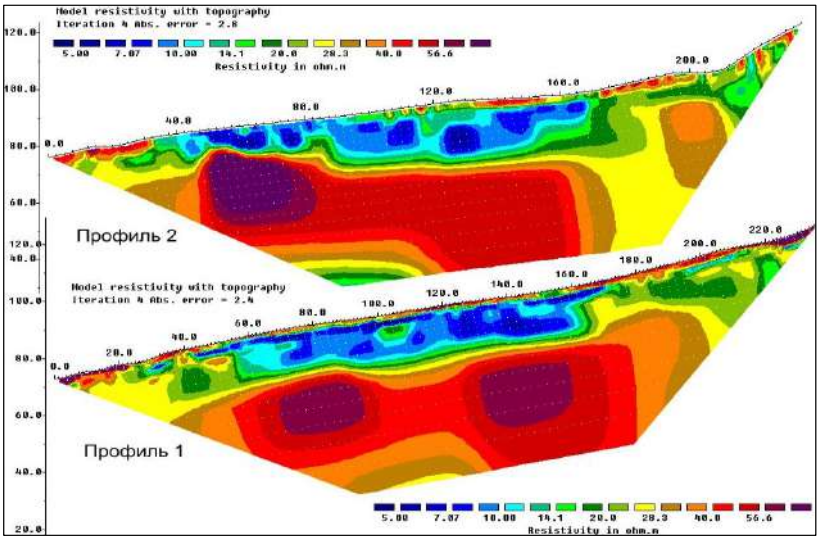


Рис. 2. Геоэлектрические разрезы через зону Кадошского разлома (участок «Туапсе»)

Видно, что на обоих профилях в интервале 160-200 м выделяется субвертикальная граница, на которой достаточно резко меняются электропроводящие характеристики грунтов, как в приповерхностной, так и в нижней (коренной) частях разреза. В рельефе эта граница представлена небольшим уступом. Ширина зоны разлома около 70 м.

Собранные материалы позволили отнести Кадошский разлом к структурам со сбросовой кинематикой и импульсно-криповым режимом смещений [13].

Для всех активных разрывов рассчитаны значения максимально возможных криповых смещений, приведенных к проектному сроку эксплуатации сооружения и расчетные максимально возможные (D_{max}) и осредненные ($D_{max\ av}$) величины импульсных сейсмогенных смещений (табл. 1.).

Таблица 1

Характеристика активных разрывов, пересекающих газопровод ДЛС

Активные разрывы			$V_{ср.}$ (мм/год)	K_{50}	A_{50} (мм)	$D_{max\ av}$, м	D_{max}, м	L, м
индекс	название	тип						
Участок «Джубга»								
99а	Северосавицкий	сброс	0,09	16	72	0,1	0,7	133*
99б	Южносавицкий	сброс	0,10	16	80	0,1	0,7	103
99в	Волчий	сброс	0,09	16	72	0,1	0,7	80
100	Кузнецовский (Лысенковский	сброс	0,10-0,15	16-32	120-160	0,1	0,7	165
121б	Азаренский	сброс	0,03	32	48	0,04	0,3	50
121ж	Тенгинский	сброс	0,09	16	72	0,04	0,3	130
126	Кадошский	сброс	0,18-0,24	16	144-192	0,24	2,0	70

* по данным, приведенным в работе [12].

Примечание. $V_{ср.}$ –средняя скорость разрывного крипа; K_{50} – коэффициент Гзовского (увеличение расчетной скорости движений в два раза при сокращении времени осреднения на порядок величин) [10]; A_{50} – расчетные вероятные максимальные тектонические смещения с учетом продолжительности срока службы сооружения (50 лет); $D_{max\ av}$ – средние максимальные и D_{max} – максимально возможные сейсмогенные смещения [20]; L – ширина зоны разрыва.

Полученные оценки A_{50} целесообразно использовать в качестве вероятных максимальных. Значения сейсмогенных смещений D_{max} и $D_{max\ av}$ рассчитаны на основе глобальной эмпирической зависимости между величиной сейсмогенных подвижек по направлению вектора смещения и магнитуды землетрясений [21, 22, 25]. Указанный подход в случае, когда использование тренчинга затруднено или невозможно, широко применяют для оценки будущих сейсмогенных смещений [14, 22]. При этом в качестве расчетной величины на практике часто рассматривается «среднее максимальное» смещение – $D_{max\ av}$ [20]. Результаты таких расчетов будут более объективно отражать уровень опасности разломов только после проведения полевой заверки сделанных оценок.

Предварительная схема разрывной тектоники показывает, что морская трасса газопровода отличается сложными тектоническими условиями строительства. На шельфе присутствуют как новейшие, т.е. активные разрывы, зафиксированные на суше, так и собственно шельфовые линеаменты. Большинство из них имеет предположительно сбросовый характер. Здесь абразией практически уничтожены неоплейстоценовые и более древние элементы рельефа. Поэтому геоморфологическими методами выявлены только самые молодые линеаменты. Ряд разломов подтвержден НСАП.

Суммарная амплитуда вертикального смещения по отдельным разломам в коренных породах, как показали геофизические исследования, достигает 3,0 – 6,5 м. Следует отметить, что в голоценовых осадках достоверных следов смещений по разрывам не зафиксировано. Однако нельзя исключить, что при сильном возможном в данном регионе землетрясении не произойдет активизация одного из выявленных разломов.

В этой связи были выполнены специальные исследования по оценке опасности сейсмогенных смещений, включающие определение величины и вероятности подвижки, а также анализ прочности трубопровода при сейсмических нагрузках. Согласно карте зон ВОЗ наиболее близкими и опасными для газопровода с точки зрения сейсмических воздействий на него оказались сейсмолинеаменты L-0022 и L-0026 с M_{max}=6,5 (морская часть участка «Джубга»). Среднее максимальное расчетное смещение ($D_{max\ av}$) при такой магнитуде составит 0,57 м [20]. Расчеты показали, что годовая вероятность подвижки P ($D_{max\ av}$) составит, с учетом 5% протяженности сегментов разрывов, характеризующихся максимальным смещением, ~10^{-6}. Соответственно, вероятность такой подвижки за 50-летний срок службы сооружения ~5 x 10^{-5} [6]. Полученная величина, как видно, меньше приемлемой вероятности отказа (10^{-4}) для рассматриваемого сооружения (класс безопасности «Нормальный») [19].

Вышеприведенные оценки величин сейсмогенных смещений по разрывам и вероятностей их возникновения получены на основании анализа мировой совокупности данных по сейсмогенным подвижкам по разрывам и не учитывают особенностей развития сейсмогенного разрывообразования в районе проектируемого газопровода. При наличии полевых данных о величине, возрасте и кинематике смещений по разрывам в исследуемом районе и непосредственно по трассе газопровода, значения величин единовременных смещений и вероятностей их возникновения необходимо откорректировать [24].

В любом случае должна быть выполнена оценка конструкционной целостности и устойчивости трубопровода при различных сценариях и величинах сейсмических и др. нагрузок и воздействий (окончательный вид работ при анализе геологической опасности). Если реакция трубопровода на те или иные нагрузки и воздействия неприемлема и нельзя изменить участок строительства, разрабатывается система инженерной защиты, обеспечивающая его целостность в течение срока эксплуатации (увеличение толщины стенки труб, устройство специальных траншей, уменьшение длины свободных пролетов и т.д.).

Литература

1. Безопасность России. Правовые, социально-экономические и научно-технические аспекты. Безопасность трубопроводного транспорта. М.: МГФ «Знание», 2002. 752 с.

2. ГОСТ Р 54483-20011 (ИСО 19900:2002). [2012]. Нефтяная и газовая промышленность. Платформы морские для нефтегазодобычи. Общие требования. М.: Стандартинформ, 2012. 38 с.

3. Заалишвили В.Б. Сейсмическое микрорайонирование территорий городов, населенных пунктов и больших строительных площадок. М.: Наука, 2009. 350 с.

4. Иващенко А.И., Ким Ч.У., Федоришин М.С. Определение сейсмической опасности на шельфе (обзор зарубежных исследований) // Сейсмическое районирование на шельфе. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 5-17.

5. Мазур И. И., Иванцов О. М. Безопасность трубопроводных систем. М.: ИЦ «ЕЛИМА», 2014. 1104 с.

6. Миронюк С. Г. Оценка сейсмической опасности при проектировании и строительстве морских газопроводов на шельфе // Инженерные изыскания. 2010. №7. С. 10-14.

7. Миронюк С.Г., Касимова О.М. Применение данных дистанционного зондирования для оценочного районирования участков береговых примыканий трубопроводов по условиям строительства // Закономерности формирования и воздействия морских, атмосферных опасных явлений и катастроф на прибрежную зону РФ в условиях глобальных климатических и индустриальных вызовов («Опасные явления»). Ростов н/Д.: Изд-во ЮНЦ РАН, 2019. С. 183-185.

8. Миронюк С. Г., Науменко Д. А., Винда А. А. Применение методов сейсмо – и электротомографии для обнаружения зон повышенной трещиноватости при строительстве трубопроводов способом наклонно-направленного бурения в горно-складчатой области // Инженерные изыскания. 2012. №9. С. 18-24.

9. Несмеянов С.А. Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа. М.: Недра, 1992. 254 с.

10. Несмеянов С.А. Инженерная геотектоника. М.: Наука, 2004.780 с.

11. Несмеянов С.А., Ларина Т.А., Латынина Л.А. и др. Выявление и прогноз опасных разрывных тектонических смещений при инженерных изысканиях для строительства // Инженерная геология. 1992. №2. С. 17-31.

12. Несмеянов С.А., Рогожин Е.А., Севостьянов В.В., Воейкова О.А. Прогноз возможных сейсмотектонических смещений по активным разрывам северо-западного Кавказа на трассе магистрального трубопровода «Голубой поток» // Геоэкология. 2004. № 4. С. 351-360.

13. Овсюченко А.Н., Миронюк С.Г., Волков А.В., Новиков С.С. Опыт оценки активных разломов и других геологических опасностей в районе строительства трубопровода природного газа (Скала Киселева-ТНПЗ) // ГеоИнжиниринг. 2013. №1 (17). С. 16-26.

14. Овсюченко Н.И. Изучение современной активности тектонических нарушений в сейсмоопасных районах // Трубопроводный транспорт (теория и практика). 2005. №2. С. 82-90.

15. Палеосейсмология /Коллектив авторов: под ред. Джеймса П. Мак-Калпина. М.: Научный мир, 2011. 560 с.

16. СП 14. 13330.2014. Строительство в сейсмических районах. М.: Минстрой России, 2014.

17. СП 269.1325800.2016. Транспортные сооружения в сейсмических районах. Правила уточнения исходной сейсмичности и сейсмического микрорайонирования. М.: Минстрой России, 2016.

18. СТО Газпром 2-2.1-249-2008. Магистральные газопроводы. М.: ООО «ИРЦ Газпром», 2008.

19. СТО Газпром 2-3.7- 050-2006 (DNV – OS – F101). [2006]. Морской стандарт DNV-OS-F101. Подводные трубопроводные системы. М.: ООО «ИРЦ Газпром», 2006.

20. Стром А.Л. Оценка величин сейсмогенных смещений по разломам и вероятности их возникновения // Оценка и управление природными рисками. Материалы Общероссийской конференции «РИСК-2000». М.: Анкил, 2000. С. 37-41.

21. Стром А.Л. Проектирование переходов магистральных трубопроводов через активные разломы // Инженерные изыскания. 2014. № 3. С. 50-57.

22. Стром А.Л., Иващенко А. И., Кожурин А. И. Оценка расчетных значений сейсмогенных подвижек по разрывам, пересекающим трассы трубопроводов, и вероятность их превышения // Вопросы инженерной сейсмологии. 2008. Т. 35. №2. С. 14-19.

23. Тектонические разрывы на участках сейсмического микрорайонирования / А.С. Алешин, И.И. Бархатов, С.А. Несмеянов, В.В. Севостьянов и др. М.: Наука, 1982. 135 с.

24. Dowrick, D.J., Rhoades D.A. Relations between earthquake magnitude and fault rupture dimensions: how regionally variable are they? // Bull. Seism. Soc. Am., 2004, 94, P. 776-788.

25. Wells D.L., Coppersmith K.J. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // Bull. Seism. Soc. Am. 1994, 84, P. 974-1002.

УДК 550.343.4 (234.91; 235.216)

ВОПРОСЫ ТИПИЗАЦИИ ШОВНЫХ ЗОН КАК ОСНОВНЫХ СЕЙСМОГЕНЕРИРУЮЩИХ СТРУКТУР ОРОГЕНОВ

Несмеянов С.А., Воейкова О.А.

ИГЭ РАН, Москва, Россия

Одной из важных задач сейсмического районирования является выделение зон возникновения очагов землетрясений (зон ВОЗ) и определение их сейсмического потенциала. Сейсмологи, упрощая реальную геологическую обстановку, обычно считают очаг землетрясения разрывом или трещиной с геологически мгновенным смещением. При этом основной элемент очага совмещается со сместителем разрыва или глубинного разлома.

В большинстве регионов опасные для строительства зоны ВОЗ принадлежат верхнему сейсмоактивному слою, т.е. являются верхнекоровыми. Для верхнекоровой сейсмичности, преобладающей в большинстве внутриконтинентальных регионов, принимается ведущая роль тектонической природы землетрясений. Поэтому выделение зон ВОЗ должно опираться на трассировку и типизацию сейсмогенерирующих структур (СГС). Как правило, их сейсмический потенциал пропорционален величине, сложности строения и современной активности разрывной структуры.

Наиболее крупные разрывные структуры орогенов представлены шовными зонами, которые обычно являются приповерхностным выражением глубинных разломов [5, 6]. Шовные зоны являются сложно построенными тектоническими структурами и в самых общих чертах представляют собой пояса сгущения закономерно сочетающихся складчатых и глыбовых структур, формировавшиеся в условиях максимальной контрастности и дифференцированности тектонических движений.

Первоначально не различались древние и новейшие шовные зоны и подчеркивалась длительность и унаследованность их развития [5]. Представление о неотектонических, в том числе сейсмогенерирующих шовных зонах, начало активно формироваться в Тянь-Шане, начиная с конца 60-х годов прошлого столетия [6-9, 11, 16]. Именно здесь было изучено их достаточно большое разнообразие, намечена схема структурного преобразования, а также связь с ними сильных землетрясений. Кроме того, было показано, что не все шовные зоны являются сейсмогенерирующими структурами.

Наметилась зависимость сейсмогенерирующей способности шовных зон от их расположения в орогене. В частности, отмечается повышенная сейсмичность краевых шовных зон [4]. При этом выяснилось, что сейсмогенерирующей способностью обладают только шовные зоны, наследующие доновейшие, обычно палеозойские разрывные структуры (проявление фактора древности заложения). Наиболее высокой сейсмичностью характеризуются региональные, часто составные зоны (масштабный фактор), отличающиеся современной активностью (фактор современной активности) [9].

Выявлены продольные и поперечные к простиранию орогена шовные зоны. Показано, что сильные землетрясения часто связны с узлами пересечения продольных и поперечных

шовных зон (дизъюнктивные узлы) [19], а также с пересечениями шовных зон с поперечными поднятиями (дизъюнктивно-пликативные узлы) [8, 16].

В Тянь-Шане были намечены основные типовые категории шовных зон, включающие флексурный (флексурно-разрывный), разрывный, шовно-депрессионный и шовно-блоковый типы, часть из которых включают различные виды. Флексурно-разрывный тип представлен Центрально-Ферганской моноклиналью, которая представляет собой крутой субширотный перегиб подошвы новейших моласс. Этот перегиб разделяет южную зону Ферганской депрессии с мощностями моласс 350-600 м и Северную зону с их мощностями 3-7 км. Не исключено, что этот перегиб местами осложнен локальными разрывами. Разрывный тип включает шовно-надвиговый (Зеравшанская зона) и шовно-сдвиговый (Таласо-Ферганский разлом) варианты. Шовно-депрессионный тип представлен рамповым (Верхневахшская зона) и рифтовым (Кемино-Чиликская зона) вариантами. К нему же относится комплексная Предгиссаро-Кокшаальская шовная зона, объединяющая ряд грабенообразных впадин и перемычек. Шовно-блоковый тип представлен локальной Кансайской шовной зоной.

По этим материалам была предложена единообразная схема развития разрывных, шовно-депрессионных и шовно-блоковых зон, включающая 4 стадии: 1) первичной флексуры, 2) структурной ступени, 3) фронтального взбросо-надвига и приразрывной впадины, 4) активизации тыловых разрывов [9] (рис. 1). При этом две последние стадии являются, как правило, позднеорогенными.

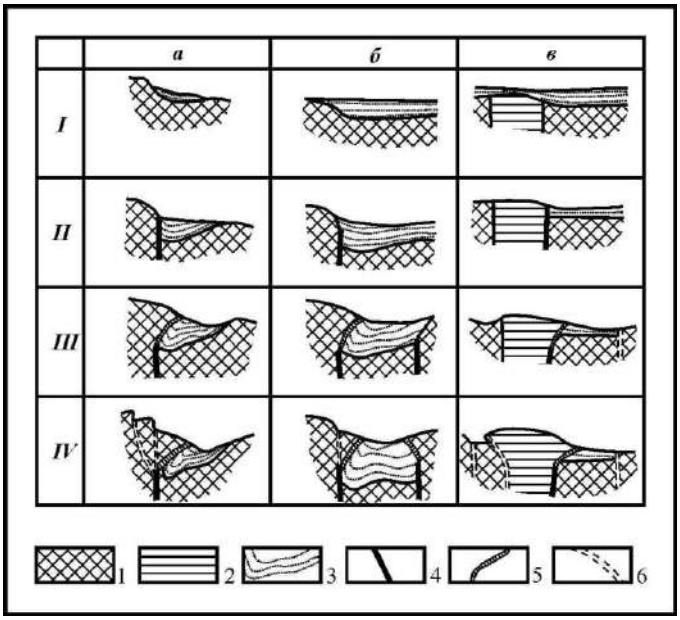


Рис. 1. Стадии формирования основных типов шовных зон Тянь-Шаня [9]

а – флексурно-разрывных, б – шовно-депрессионных, в – шовно-блоковых
Стадии: *I* – первичной флексуры, *II* – структурной ступени, *III* – фронтального взбросо-надвига и приразрывной впадины, *IV* – тыловых разрывов.
1 – палеозойский фундамент нерасчлененный; 2 – наиболее древние палеозойские породы осевого горста шовно-блоковой зоны; 3 – мезокайнозойский чехол; 4 – осевой разрыв, обусловивший формирование структурной ступени; 5 – фронтальный взбросо-надвиг; 6 – сбросы и тыловые взбросы.

Было показано также, что крупные коровые землетрясения могут занимать в шовных зонах различное структурное положение. Значительная часть очагов приурочена к краевым разрывным швам, особенно региональным, некоторые тяготеют к их разрывному оперению, но плейстосейстовые области катастрофических землетрясений обычно перекрывают все элементы шовной зоны. Естественно, что тип разрывных смещений в последнем варианте структурного положения сейсмических очагов может быть неодинаков. Следовательно, возможны различия в механизме очагов землетрясений, обусловленные разнообразными разрывными смещениями [15].

Позднее еще более сложная система шовных зон, в том числе сейсмогенерирующих, была предложена для Большого Кавказа [1, 12-15, 17]. В пределах и по периферии новейшего мегасвода Большого Кавказа выделены продольные и поперечные к оси мегасвода шовные зоны. Среди тех и других встречаются флексурные, флексурно-разрывные, шовно-сбросовые и шовно-сдвиговые зоны; только к продольным относятся шовно-депрессионные и шовно-блоковые, а только к поперечным – разнообразные зоны поперечного дробления с активизацией сбросо-, грабенообразования или более или менее рассеянными сдвиговыми дислокациями.

Шовные зоны флексурного типа (Западно-Кавказская. Буйнакская, Восточно-Кавказская) представляют собой крупные перегибы в подошве моласс, шириной до 20 км и с вертикальной амплитудой до 6-7 км (как, например, у Западнокавказской зоны).

Флексурно-разрывные шовные зоны (Северная и Южная Крымско-Кавказские, Владикавказская, Сулакская) сходны с флексурными, но осложнены системами крупных разрывов преимущественно надвигового типа. В одних случаях надвиги деформируют преимущественно верхнее колено региональной флексуры (Ахтырский подтип), а в других – ее основание и нижнее колено (Сулакский подтип).

Шовно-сбросовые зоны (Ессентукская, Восточнодагестанская, Сачхерская и Сумгаитская) − системы ступенчатых сбросов часто формирующих уступ в рельефе.

Сбросо-надвиговые или сбросо-взбросовые шовные зоны (Главного хребта, Сухумская) образуют уступы в рельефе с кулисным набором сбросов, взбросов и надвигов. При затухании активности зоны (например, «Главного надвига») отдельные ее элементы могут превращаться во флексуры.

Шовно-надвиговая Алазано-Шемахинская зона на южном борту Восточного Кавказа представлена системой чешуйчатых надвиговых пластин, часть из которых описывается в виде самостоятельных покровов (Баскальский, Астраханский и др.), поддвигов (Алазанский).

Линейные шовно-сдвиговые зоны выявлены преимущественно геофизическими методами в фундаменте краевого прогиба (Гудермесская, Бенойско-Эльдаровская, Даттых-Ахловская) и сопровождаются сдвиговыми деформациями в вышележащих молассах.

Шовно-депрессионные зоны (Михайловская, Пшекиш-Тырныаузская, Мзымтинская, Садонская, Верхнеурухская, Меле-Джавская, Рача-Лечхумская и предполагаемая Бежитинская) представлены в большинстве случаев цепями грабенов, сопровождаемых краевыми горстами с разделяющими их региональными или крупными локальными сбросами или взбросо-надвигами. В оперении граничных разрывов присутствуют циркообразные сбросы, ограничивающие линзовидные блоки отседания.

Наиболее сложны шовно-блоковые зоны, в которых осевая цепь горстов со стороны смежной впадины ограничена системой разновозрастных взбросо-надвигов, а со стороны

смежного поднятия − цепью шовных впадин, сходных с шовно-депрессионной зоной. В орогеническом мегасводе Большого Кавказа этот тип шовных структур представлен только небольшой Воронцовской шовной зоной.

Зоны поперечного дробления характеризуются различными тенденциями новейшего развития: для Пшехско-Адлерской характерны воздымания, для Туапсинской – активное грабенообразование, а для Нальчикской и Грозненской очевидна сдвиговая компонента. В Пшехско-Адлерской зоне выделены: западный фронтальный сбросовый уступ с вертикальной амплитудой до 1 км, пояс передовых горстов и цепь тыловых грабенов. В Нальчикской и Грозненской зонах расположение поперечных грабенов, кулисные сочленения флексурных и флексурно-разрывных зон, сдвиги и другие структуры характеризуют рассеянные признаки общей сдвиговой деформации.

При выделении зон ВОЗ в некоторых районах, особенно в Предкавказье и на Восточном Кавказе, учитываются и нижнекорово-верхнемантийные материалы (нижний сейсмоактивный слой), не согласующиеся с верхнекоровыми СГС. Кроме того, на отдельных локальных территориях уже намечена сложная перекрестная система зон ВОЗ, учитывающая некоторые локальные СГС и нижнекоровые материалы (см., например, район города Грозный [1]). Поэтому в настоящее время можно охарактеризовать только часть основных зон ВОЗ (табл.1).

Таблица 1

Характеристика основных зон ВОЗ Северного Кавказа и Предкавказья.

Индекс	Название		M_{max}	Глубина, км	
	зон	сегментов		$h_{преим}$	сейсмоактивного слоя
ВК	Восточнокерченская		7,0	20	15-35
Гл	Южная	Геленджикский	6,5	20	10-40
Сч	Крымско-	Сочинский	6,0	10	3-15
Сх	Кавказская	Сухумкий	7,0	15	3-35
Ан	Анапская		6,5	20	10-45
Мх	Михайловская		6,0	15	10-45
Мз	Мзымтинская		7,0	15	3-40
			6,5	5	
ПТ	Пшекиш-Тырныаузская		6,5	10	3-40
Кв	Кисловодская		6,0	20	15-35
Гд	Гудермесская		6,0	15	9-20
БЭ	Бенойско-Эльдаровская	Северо-западный	6,0	25	15-50
		Юго-восточный	5,5	10	8-20
ДА	Даттых-Ахловская		6,0	10	3-25
Гр	Грозненская		6,5	25	20-50
СК	Северная Крымско-Кавказская	Северокрымский	6,5	20	15-50
Ах		Ахтырский	6,0	20	15-40
Чк		Черкесский	5,5	10	5-25
П		Пятигорский	6,0	20	5-35
Нр		Наурский	5,5	10	8-20
АМ	Азовско-Майкопская		6,0	20	8-50
Нв	Невинномысская		5,0	10	5-20
Ар	Армавирская		5,5	10	3-20
М	Манычская		5,0	10	3-?
ВЕ	Восточноергенинская		5,0	10	3-?
Хв	Хасавюртовская		7,0	15	8-25

Создание общей схемы зон ВОЗ с учетом их масштабной и разноглубинной типизации требует проведения специальных комплексных сейсмотектонических, геофизических и сейсмологических исследований.

Таким образом, для высокоактивного Тянь-Шанского и среднеактивного Кавказского орогенов характерно присутствие сходных наборов шовных зон, многие из которых являются наиболее важными сейсмогенерирующими структурами (табл. 2).

Таблица 2

Примеры основных типов новейших шовных зон в орогенических областях (цифры в скобках – максимальные магнитуды возможных землетрясений)

Основные типы шовных зон	Внутриконтинентальные орогены		Окраинноконтинентальный островодужный среднеактивный ороген Сахалина
	Эпиплатформенный высокоактивный ороген Тянь-Шаня	Эпигеосинклинальный среднеактивный ороген Большого Кавказа	
флексурный		Буйнакская (локальная) (6)	
флексурно-разрывный	Центрально-Ферганская (7?)	Южная Крымско-Кавказская (6,5)	Нышско-Набильская (поперечная) (7)
шовно-сбросовый		Ессентукская	Западносахалинская (7,5)
шовно-надвиговый	Зеравшанская (7?)	Алазано-Шемахинская (7)	Центральносахалинская (6,5)
шовно-сдвиговый	Таласо-Ферганская (8)	Гудермесская	Восточносахалинская (7,5)
шовно-депрессионный	Предгиссаро-Кокшаальская (8)	Мзымтинская (7)	Пограничная (локальная)
шовно-блоковый	Кансайская (локальная)	Воронцовская	

Более того, сходные типы сейсмогенерирующих шовных зон присутствуют в окраинно-континентальном островодужном орогене Сахалина [3] и на древней Восточно-Европейской платформе [18]. Поэтому дальнейшее выявление и типизация шовных зон могут привести к прогрессу в изучении сейсмогенерирующих структур континентов.

Статья подготовлена в рамках выполнения госзадания по теме «Развитие теории и методов изучения новейшей тектоники и современной геодинамики платформенных и орогенных территорий применительно к оценке их безопасности»

Литература

1. Аверьянова В.Н., Баулин Ю.И., Кофф Г.Л., Лутиков А.И., Миндель И.Г., Несмеянов С.А., Севостьянов В.В. Комплексная оценка сейсмической опасности территории г. Грозного. М., 1996. 107 с.

2. Бархатов И.И., Несмеянов С.А., Шмидт Г.А. Сейсмогенерирующие структуры Прииссыкулья //Тр. ПНИИИС «Сейсмическое микрорайонирование и инженерные изыскания в строительстве». М.: Стройиздат, 1983. С. 62-71.

3. Воейкова О.А., Несмеянов С.А., Серебрякова. Л.И. Неотектоника и активные разрывы Сахалина. М.: Наука, 2007. 186 с.

4. Губин И.Е. О картах сейсмического районирования с сейсмогенными (очаговыми) зонами // Сейсмотектоника некоторых районов юга СССР. М.: Наука, 1976. С. 6-25.

5. Милановский Е.Е. О некоторых особенностях структуры и истории развития шовных зон // Советская геология. 1962. №6. С. 52-76.

6. Несмеянов С.А. Типы шовных зон Западного Тянь-Шаня и некоторые вопросы классификации шовных зон // Жизнь Земли. 1970. №6. С. 15-26.

7. Несмеянов С.А. Количественная оценка новейших движений и неоструктурное районирование горной области. М.: Недра, 1971. 144 с.

8. Несмеянов С.А. Шовные зоны и сейсмичность Западного Гиссаро-Алая. //ДАН СССР. 1974. Т. 214, №6. С. 75-78.

9. Несмеянов С.А. Геологические соображения о типах очагов коровых землетрясений. // Вопросы инженерной сейсмологии. В. 25. «Прогноз сейсмических воздействий». М.: Наука, 1984. С. 107-119.

10. Несмеянов С.А. Изучение типов сейсмогенерирующих структур Тянь-Шаня для сейсмического микрорайонирования. // Изучение свойств массивов пород и геологических процессов М.: Наука, 1986. С. 24-30.

11. Несмеянов С.А. Новейшие структуры и сейсмичность Северного Тянь-Шаня. // Инженерно-сейсмологические и геофизические исследования при инженерных изысканиях для строительства. М.: Наука, 1987. С. 14-22.

12. Несмеянов С.А. Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа (опережающие исследования для инженерных изысканий). М.: Недра, 1992. 254 с.

13. Несмеянов С.А. Типы новейших шовных зон Большого Кавказа. // Прикладная геоэкология, чрезвычайные ситуации, земельный кадастр и мониторинг. В. 2. М.: РЭФИА, 1997. С. 26-29.

14. Несмеянов С.А. Детальное морфоструктурное районирование и новейшие шовные зоны Большого Кавказа. // Проблемы геоморфологии и геологии Кавказа и Предкавказья. Краснодар. 2001. С. 72-78.

15. Несмеянов С.А. Инженерная геотектоника. М.: Наука, 2004. 780 с.

16. Несмеянов С.А., Бархатов И.И. Новейшие и сейсмогенерирующие структуры Западного Гиссаро-Алая. М.: Наука, 1978. 120 с.

17. Несмеянов С.А., Воейкова О.А. Новые данные о типах наиболее молодых тектонических структур Восточного Дагестана. // Докл. РАН. 1994. Т. 338. №3. С. 365-367.

18. Несмеянов С.А., Воейкова О.А. К проблеме типизации сейсмогенерирующих структур Восточно-Европейской платформы // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 2016. Т. 91. Вып. 4-5. С. 27-39.

19. Ранцман Е.Я. Места землетрясений и морфоструктура горных стран. М.: Наука, 1979. 170 с.

УДК 550.34

НОВЫЙ ВЗГЛЯД НА СЕЙСМИЧЕСКУЮ ОПАСНОСТЬ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА В ДЕТАЛЬНОМ МАСШТАБЕ С УЧЕТОМ РЕЗУЛЬТАТОВ ПАЛЕОСЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Рогожин Е.А.[1], Лутиков А.И.[1,2], Овсюченко А.Н.[1], Донцова Г.Ю.[1,2], Сысолин А.И.[1], Акимов В.А.[3]

[1]ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

[2]ФИЦ ЕГС РАН, Обнинск, Россия

[3]ВНИИ ГОЧС (ФЦ), Москва, Россия

Аннотация. Приводятся результаты нового обобщения данных о сейсмической опасности Северо-Западного (С-З) Кавказа с учетом влияния палеоземлетрясений на уровень сейсмической опасности. Подготовлен принципиально новый макет сейсмотектонической основы для карт сейсмической опасности региона. На базе этого макета проводятся расчеты сейсмических воздействий на вероятностной основе. На составленных картах северо-западный сегмент Большого Кавказа выглядит сейсмоопасной областью, где уровень сейсмических воздействий достигает 7.5 баллов по картам А и В. В то же время, по сравнению с данными карт ОСР-97 и ОСР-2015 полученные результаты выглядят более дифференцировано и в целом заметно понижают уровень сейсмической опасности региона. Использование палеосейсмогеологических материалов позволяет существенно уточнить уровень сейсмической опасности нашего региона. В частности, на С-З Кавказе участок с пониженными значениями балльности при таком подходе оказывается гораздо более сейсмоопасным, где ожидаемые воздействия могут достигать 8 баллов. Работа важна с методической точки зрения в свете управления сейсмическим риском этой плотно заселенной и активно осваиваемой территории России.

Введение

В последние годы по всей Земле быстро растет объем палеосейсмо-геологических исследований. Результатом таких работ является выявление палеосейсмодислокаций, которые могут ассоциироваться с происходившими в далеком прошлом сильными землетрясениями. Грубая датировка таких сейсмических событий производится с использованием радиоуглеродного метода, а их магнитуда, также весьма приблизительно, оценивается по амплитуде смещения горизонтов разреза и палеопочв. Значительный объем палеосейсмогеологических исследований был выполнен в последние 10-15 лет и на Северо-Западном (С-З) Кавказе [3].

До сих пор полученные в результате анализа палеосейсмодислокаций данные о сильных древних землетрясениях использовались только для уточнения оценок M_{max} выделенных на территории исследований зон ВОЗ [3]. В данной работе на примере С-З Кавказа предпринята попытка использовать данные о палеоземлетрясениях для прямой оценки сейсмической опасности путем сопоставления в соответствии с законом повторяемости магнитуды сильного палеоземлетрясения с расчетным числом слабых сейсмических собы-

тий с магнитудой M_S=*3.3*, используемой в качестве опорной магнитуды при оценке сейсмической активности [1, 2].

Работы проведены на методической основе нового СП 408.1325800.2018 «Детальное сейсмическое районирование и сейсмомикрорайонирование для территориального планирования».

Анализ сейсмического режима

Рассматриваемая территория С-З и частично Центрального Кавказа в плане имеет форму трапеции с координатами вершин 42.5°- 45.5° *N*, 37.0°- 41.0° *E*. Для анализа сейсмического режима использовался Каталог землетрясений Кавказа с 1250 г. до РХ по конец 2018 г., созданный в ФИЦ ЕГС РАН (Обнинск), постоянно пополняемый текущей сейсмологической информацией из Оперативного сейсмологического каталога и Каталога службы срочных донесений ФИЦ ЕГС РАН (Обнинск). После очистки от афтершоков каталог в указанных выше координатах насчитывал 1913 событий в интервале магнитуд $1.3 \le M_S \le 7.2$. Из него в интервале магнитуд $2.0 \le M_S \le 5.5$ был сформирован представительный каталог, насчитывавший 1287 событий. По данным представительного каталога землетрясений методом линейной ортогональной регрессии строился ненормированный график повторяемости. В аналитическом виде график повторяемости имеет вид:

$$lg\,(N / T_{rep}) = -(0.900 \pm 0.009) \times M_S + 3.532 \pm 0.056,\ R_c = 0.9997, \quad (1)$$

Здесь и далее R_c – коэффициент линейной корреляции.

Сейсмическая активность

Для детального знания повторяемости землетрясений различных магнитуд на рассматриваемой территории строилась матрица сейсмической активности $A_{3.3}$, являющаяся аналогом сейсмической активности A_{10} [1], которая вместе с матрицей M_{max} также используется для расчета сейсмической сотрясаемости. Расчеты велись для ячеек размером 10’ (0.167°) по широте и 15’ (0.25°) по долготе**.** Напомним, что сейсмическая активность определяется как

$$A_0 = (1 - 10^{-b})/\ 10^{-b(Mmin\ -\ Mo)} \prime (T_0 S_0)/(TS) \prime N_s, \quad (2)$$

где b – наклон графика повторяемости (в данном случае b=-0.900); M_{min}=2.0 – наименьшая представительная магнитуда (уровень представительности) M_o=*3.33* – магнитуда землетрясений, которой соответствует рассчитываемая активность A_0; S – площадь площадки осреднения; T – период представительного наблюдения землетрясений; S_0 – принятая в соответствии с A_0 единица нормирования по площади (в данном случае S_0=1000 км^2), T_0 – единица времени (1 год); N_s – общее число землетрясений различных магнитуд $M \ge M_{min}$, наблюденных за время T на площади S. Полученная матрица сейсмической активности, использовавшаяся для расчета сейсмической сотрясаемости B_1, приведена в табл. 1.

Таблица 1

Матрица сейсмической активности $A_{3.3}$

φ\ λ	37.25	37.50	37.75	38.00	38.25	38.50	38.75	39.00	39.25	39.50	39.75	40.00	40.25
42.83	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002
43.00	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.009
43.16	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.004	0.004	0.003	0.002	0.003	0.01
43.33	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.006	0.026	0.052	0.033	0.029	0.03
43.49	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.007	0.015	0.06	0.105	0.07	0.053	0.055
43.66	0.001	0.007	0.007	0.001	0.001	0.001	0.011	0.026	0.053	0.086	0.073	0.059	0.099
43.82	0.001	0.007	0.007	0.004	0.005	0.009	0.023	0.037	0.048	0.066	0.076	0.057	0.075
43.99	0.003	0.001	0.007	0.011	0.005	0.015	0.047	0.073	0.062	0.042	0.058	0.042	0.007
44.15	0.017	0.011	0.017	0.023	0.018	0.016	0.03	0.053	0.042	0.03	0.035	0.027	0.065
44.32	0.06	0.079	0.053	0.03	0.018	**0.01**	0.003	0.014	0.03	0.032	0.018	0.012	0.067
44.48	0.12	0.118	0.052	0.02	**0.009**	**0.007**	0.001	0.01	0.021	0.012	0.001	0.005	0.009
44.65	0.129	0.07	0.013	**0.007**	**0.017**	0.023	0.01	0.003	0.005	0.003	0.009	0.011	0.007
44.81	0.083	0.028	0.011	**0.002**	0.008	0.016	0.01	0.001	0.002	0.009	0.015	0.008	0.003
44.98	0.038	0.022	0.023	0.007	0.001	0.008	0.008	0.001	0.003	0.01	0.007	0.003	0.003
45.14	0.014	0.02	0.018	0.009	0.003	0.008	0.009	0.001	0.001	0.001	0.001	0.003	0.003
45.31	0.011	0.01	0.002	0.003	0.003	0.001	0.008	0.008	0.004	0.004	0.003	0.003	0.001

Параметризация палеоземлетрясений

В монографии Е.А. Рогожина и др. [3] были обобщены результаты палеосейсмогеологических исследований последних лет на С-З Кавказе. В частности, там были описаны палеосейсмодислокации, выявленные в С-З оконечности горного сооружения Большого Кавказа между Новороссийском и Туапсе, на Новороссийском, Кузнецовском и Бабичевском разломах. Их магнитуда была оценена как 6.5 – 6.7. Причем в одном и том же месте выявлялось несколько палеосейсмодислокаций (ПС), датированных разным возрастом. В таблице 2 приведены возрасты и координаты (КПС) этих палеосейсмодислокаций, а также их средний период повторения (T_{av}).

Из таблицы 2 видно, что ПС на Новороссийском и Бабичевском разломах расположены близко (~2 км) друг от друга, тогда как ПС на Кузнецовском разломе отстоят от таковых на Новороссийском и Бабичевском разломах на ≈ 73 км. В то же время, сопоставляя датировки ПС, можно заключить, что с точностью до погрешностей оценки возраста ПС на Новороссийском разломе, имеющие возраст 7927 – 7674, 6308 – 6120 и 4870 – 4650 лет могут рассматриваться как практически одновременные с ПС на Кузнецовском разломе с возрастом 8600, 6840 и 5210 лет. То же касается и ПС с возрастом 2980 лет на Кузнецовском и 3000-2500 лет на Бабичевском разломах.

Таблица 2

Возраст и координаты палеосейсмодислокаций на С-З Кавказе

Разлом	Новороссийский	Кузнецовский	Бабичевский	T_{av}, лет
КПС	Φ=44.78°; λ=37.9°	Φ=44.37°; λ=38.63°	Φ=44.76°; λ=37.9°	–
Возраст ПС	490-312	–	–	–
	1403-1293	–	1500-1000	2827
	–	2980	3000-2500	2827
	4870-4650	5210	–	4910
	6308-6120	6840	–	6423
	7927-7674	8600	–	8067

Таким образом, закономерно предположить, что на протяжении голоцена здесь могли произойти 4 сильных землетрясения, протяженность очага которых оценивается в ≈73 км.

Ранее для землетрясений Кавказа была выполнена оценка протяженности очага землетрясения по макросейсмическим данным от магнитуды M_S. Размеры очагов оценивались по методике Н.В. Шебалина [4] для 36 землетрясений в интервале магнитуд $4.1 \le M_S \le 6.9$. В результате была получена корреляционная зависимость

$$lg\ L\ (км) = (0.521 \pm 0.046)\ M_S\ -1.637 \pm 0.295,\ R_c = 0.889 \qquad (3)$$

В соответствии с (3) протяженность очага в 73 км приблизительно соответствует землетрясению с магнитудой $M_S = 6.7$. Оценки магнитуды по палеосейсмогеологическому методу и по линейным размерам очага совпадают.

Таким образом, было выяснено, что в течение последних 8-9 тысяч лет в этом месте произошло 4 сильных землетрясения с $M_S \approx 6.7$. Очаг такого землетрясения занимает 6 ячеек матрицы $A_{3.3}$ (табл. 1, эти ячейки выделены серым цветом). В соответствии с законом повторяемости (1) с землетрясением с $M_S = 6.7$ можно сопоставить $N_{eq} \approx 1151$ землетрясение с $M_S = 3.3$. Учитывая средний период повторения $T_{av} = 2016.75$ лет и площадь очага S_s = площадь ячейки ×6 = 2200 км^2, получим оценку сейсмической активности в ячейках матрицы $A_{3.3}$, занимающих очаг палеоземлетрясения с $M_S = 6.7$.

$$A_{3.3} = N_{eq}/(T_{av} \cdot S_s) \approx 0.259 \qquad (4)$$

Конечно, оценка (4) не является строгой, но может рассматриваться в качестве верхней оценки сейсмической опасности с учетом палеоземлетрясений. При расчете сейсмической сотрясаемости с учетом эффекта палеоземлетрясений использовалась матрица $A_{3.3}$ (табл. 1), где значения $A_{3.3}$ в выделенных серым цветом ячейках заменены в соответствии с формулой (4).

Оценка сейсмической опасности Северо-Западного Кавказа

На основе карты зон ВОЗ [3] были составлены карты сейсмической опасности в детальном масштабе для региона Северо-Западного Кавказа в терминах и по методике построения карт ОСР-2015 А и В. Карты сейсмической опасности были рассчитаны в 2^x вариантах – с учетом, описанных выше ПС и без оного. При этом было признано оправданным при

расчетах сейсмической опасности в баллах новой нормативной макросейсмической шкалы ШСИ-2017 использовать непосредственно уравнение макросейсмического поля для Кавказского региона [1] в виде:

$$I = 1.5\, M_S - 3.5\, lg\, R + 3.0. \quad (5)$$

где R – расстояние между гипоцентром землетрясения и точкой наблюдения, то есть $R = \sqrt{(\Delta^2 + h^2)}$. Здесь D и h – соответственно эпицентральное расстояние и глубина очага в километрах.

На рис. 1, 2 приведены полученные карты сейсмической опасности для Северо-Западного Кавказа.

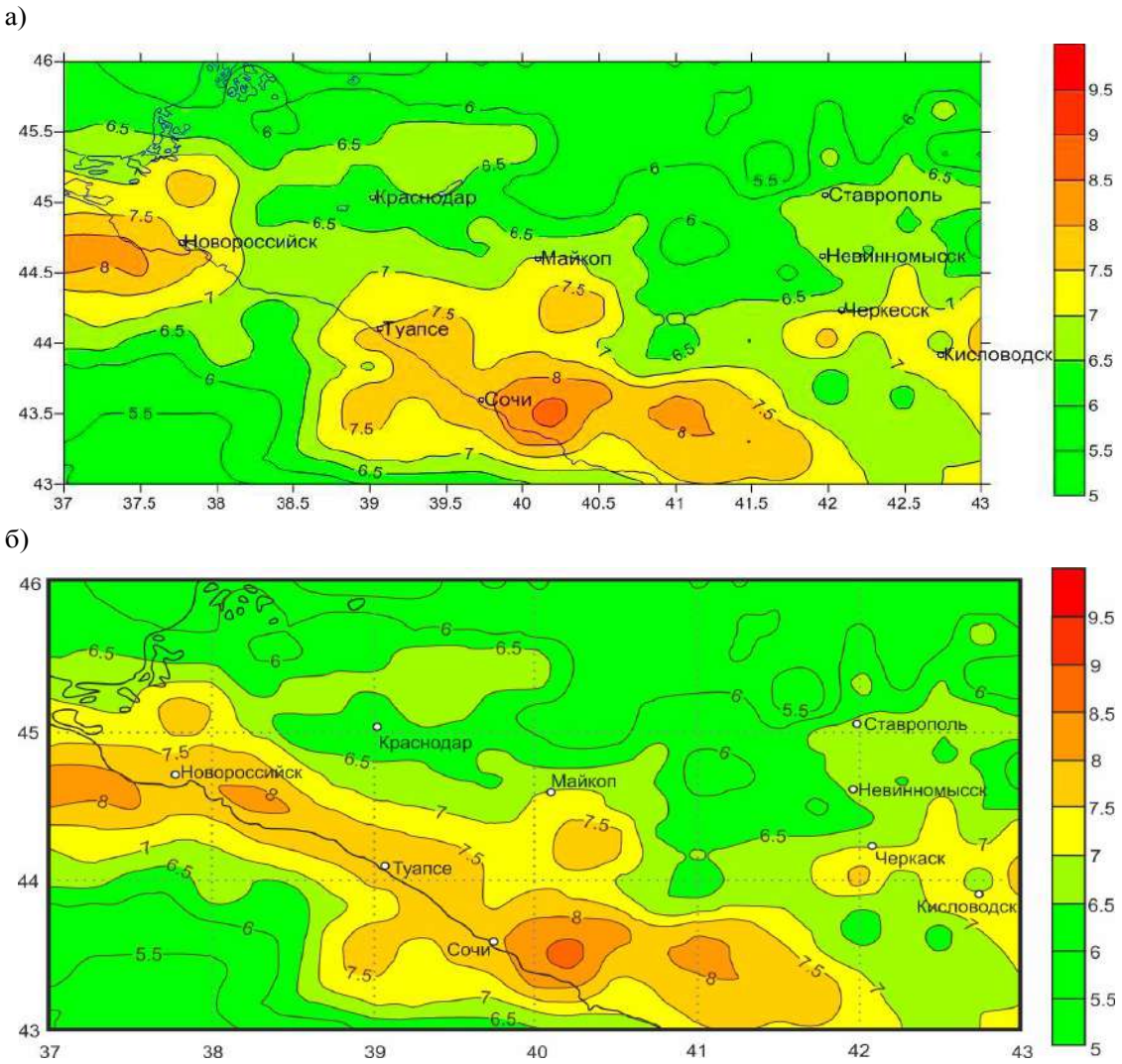


Рис. 1. Карта ДСР-А Северо-Западного Кавказа с 10% вероятностью превышения в течение 50 лет. Средний период повторения 500 лет.
а) без учета палеосейсмодислокаций; б) с учетом палеосейсмодислокаций

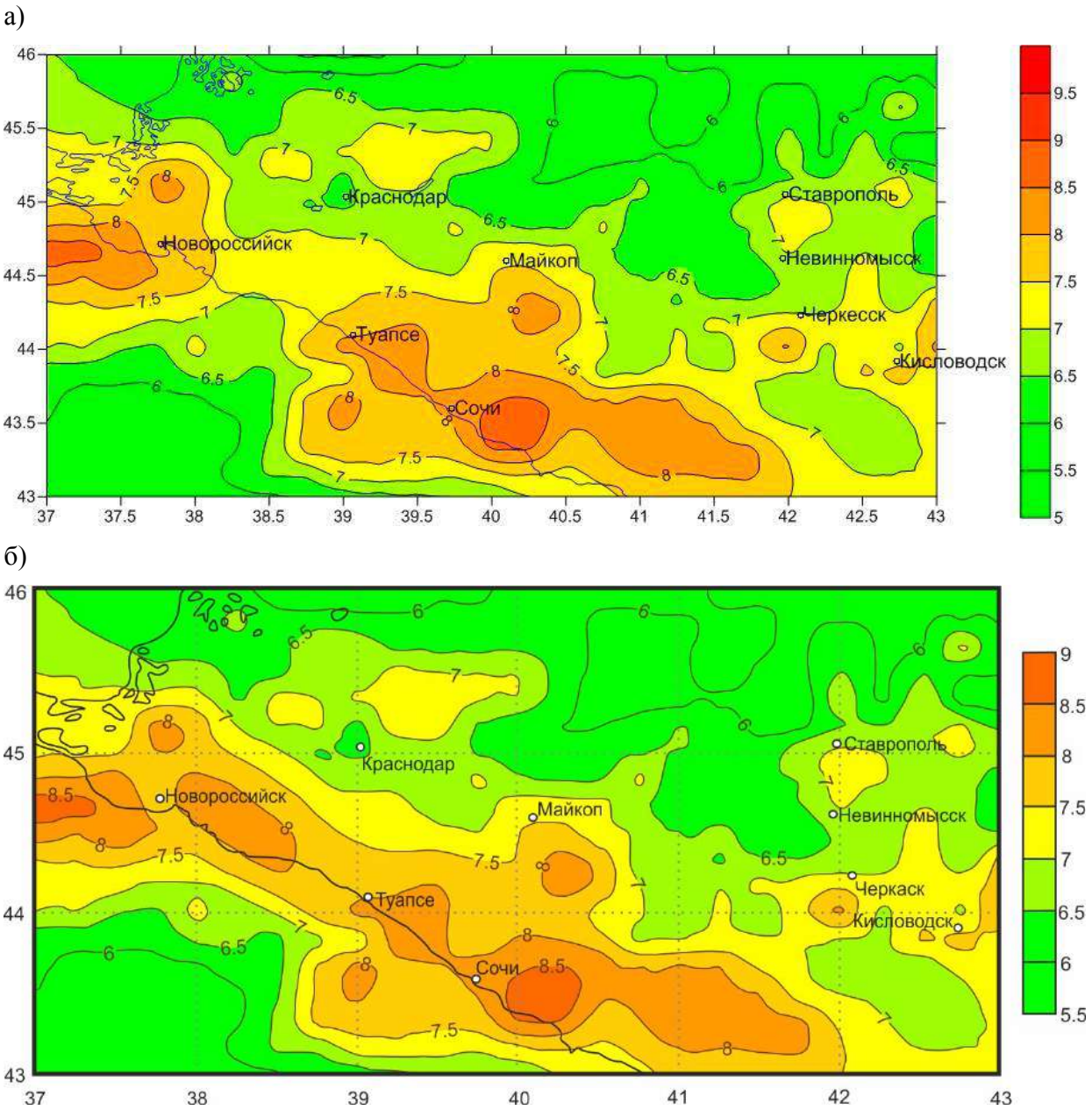


Рис. 2. Карта ДСР-В Северо-Западного Кавказа с 5% вероятностью превышения в течение 50 лет. Средний период повторения 1000 лет.
а) без учета палеосейсмодислокаций; б) с учетом палеосейсмодислокаций

Обсуждение результатов

На составленных картах северо-западный сегмент Большого Кавказа выглядит сейсмоопасной областью, где уровень сейсмических воздействий достигает 7.5 баллов по кар-

там А и В (в терминах карты ОСР-2015). Напомним, что карта А традиционно составляется для оценки сейсмической опасности для строительных объектов нормальной и пониженной ответственности, а карта В – для объектов повышенной ответственности. На картах (рис. 1а и 2а) отчетливо наблюдается зона пониженной балльности на отрезке от меридиана г. Новороссийска до меридиана г. Туапсе, где ее значения снижаются по сравнению с соседними сегментами мегантиклинория до 6.5 и 7 баллов соответственно. Учет результатов палеосейсмогеологических исследований (рис.1б и 2б) показал, что в этой части С-З Кавказа возникает зона существенного повышения уровня сейсмической опасности региона по сравнению с располагающимися восточнее и западнее сегментами подвижной системы (до 7.5 и даже 8 баллов соответственно). Это представляется очень существенным на фоне активного хозяйственного освоения территории в ходе проектирования, строительства и эксплуатации строительных объектов разной степени ответственности и, в частности, трубопроводных систем высокого давления.

Заключение

Результаты проведенных исследований важны с методической точки зрения. Выяснилось, что проведение палеосейсмогеологических исследований позволяет существенно уточнить уровень сейсмической опасности того или иного региона. Такие исследования уже много лет осуществляются при проведении изыскательских работ под площадки объектов атомной энергетики и трасс магистральных трубопроводных систем. Однако при строительстве объектов нормальной степени ответственности такие работы не проводятся. А это очень важно с точки зрения безопасности населения.

В свете управления сейсмическим риском плотно заселенной и активно осваиваемой территории России − С-З Кавказа в рамках проекта фундаментальных исследований «Оценка экономического и социального ущербов от опасных природных процессов для Северо-Западного и Центрального Кавказа на основе разработки новых карт детального сейсмического районирования и риска» КОМФИ 18-00-00344 получение вышеописанных результатов имеет прорывное значение.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проектов КОМФИ 18-00-00344, 18-00-00247 и 18-55-45010 ИНД_а).

Литература

1. Сейсмическая сотрясаемость территории СССР [Текст] / отв. ред.: Ю.В. Ризниченко. М.: Наука, 1979. 190 с.

2. Сейсмическое районирование территории СССР [Текст] / отв. ред.: В. И. Бунэ, Г. П. Горшков. М.: Наука, 1980. 308 с.

3. Эндогенные опасности Большого Кавказа [Текст] / Е. А. Рогожин и др. М.: ИФЗ РАН, 2014. 256 с.

4. Шебалин, Н.В. Очаги сильных землетрясений на территории СССР [Текст] / Н. В. Шебалин. М.: Наука, 1974. 53 с.

УДК 550.34

PRINCIPLES OF SEISMIC RISK REDUCTION AND CONCEPTUAL RULES FOR SEISMIC DESIGN OF BUILDINGS

Paata Rekvava

GNAEE&ES, Tbilisi, Georgia

Abstract. The disasters, such as earthquakes, that severely damage buildings, prove fatal to life. However, the truth remains that it is not the disasters that are responsible for the loss of lives, but the buildings that are incapable of withstanding these disasters. Loss life can be drastically reduced by ensuring that the structures of buildings are strong enough to bear the impact of earthquakes.

Buildings are a combination of art and science, which are put together to function as a living structure.

They are designed by architects and engineers. In reality, in most cases, buildings principally for human occupancy are designed conceptually by architects.

The three most important aspects of building design are: (I) Function, (II) Form and (III) Strength. Function refers to the usage of the building and form refers to its overall geometry, composed in an aesthetically pleasing manner in keeping with the requirements of the user or intended functions. The form follows the function. The architect is responsible for the form derived from the function of the building structure. The role of a structural engineer is to give enough strength to his ideas and look after endurance and seismic strength of the structural members.

In Georgia, seismic resistance design is considered to be exclusively within the field of responsibility of structural engineers. As a result, architects are not well informed about the effect of their design decisions on the seismic performance of the buildings. Improving the collaboration and communication between the architects and structural engineers can greatly help in reducing the seismic vulnerability of buildings. Successful collaboration can bring much more to a project than just facilitating its design and completion. The client and the users of a building are the primary beneficiaries of architect-structural engineer collaboration, but architects and structural engineers themselves benefit greatly.

The objective of this paper is to present the concept of seismic resistance design in a comprehensible format for the architects and structural engineers, therefore aims contribute to the efforts of creating a better awareness of seismic resistant building design.

Introduction

The Georgian whole territory is one of the active parts of Alpine-Himalayan earthquake belt. The tectonic structure of the region is determined by the location between the Eurasian and the Arabian plates and is characterized by a high level of seismic activity.

The tectonic rupture has a mosaic shape and there is no region without tectonic rupture. Javakheti's tableland is seismically active and the central part of the Caucasus is more active, such as Racha-Imereti border. It is noteworthy that tectonic rupture passes through the territory of Tbilisi, the capital city of Georgia, what should be taken into account before constructing high-rise buildings.

According to the current map of seismic hazard [1], the Georgian entire territory comprises 7 (0.05-0.12g), 8 (0.121-0.24g) and 9 (0.241-0.52g) degree zones, where the earthquakes can be identified within the specified acceleration. Tbilisi is located in 8-degree zone (0.17g). Indicated

quantities belongs to the grounds of average seismic properties. The design value of ground acceleration can be adjusted on the basis of seismic microzonation for the particular buildings site.

Earthquake engineering is integration of multidisciplinary knowledge which is engineering activity based on science and its goal represents to control seismic risk which is acceptable at socio-economic levels, human security and maintaining the material values. Its components are – engineering seismology, the theory of seismic resistance, design and construction practice.

Seismic risk can be defined as product of seismic hazard (intensity of event occurrence/ probability) massive size of building and sensitivity towards earthquakes (about vulnerability/ damages) and cost.

During the designing of buildings, the risk of earthquakes is increasing because of the neglect of antiseismic construction principles and demands.

In terms of increased seismic risk, in order to get a socially safe, reliable building it is required:

1. The project is to be developed according to the technical codes of earthquake engineering and a passed expertise by the staff of having an appropriate qualification and experience;

2. Quality building materials and the modern technologies should be used;

3. Building process must be conducted by professionals and the high quality of construction is necessary;

4. Author's supervision and quality control on construction site have to be organized.

According to the Georgian Government's Resolution N409 (18.06.2014) recognition of regulating the technical regulations of building sphere on Georgian territory and approval of operation, the amendment to the resolution N52 in 2014, January 14 temporarily allowed and recognized have to be the codes and rules of former Soviet Union, which were acting till 1992 year, and then were modified, other documents of technical regulations and those parts for the purpose of technical regulation of building sphere, alternative of which doesn't exist as a kind of adopted technical regulations or normative acts in Georgia, which aren't contrary to the applicable Georgian legislation or/and international treaties where Georgia is the participant.

Existing reality

Nowadays, in Georgia there is a very difficult situation in construction sphere from the point view of seismic design standards. There are no united scientific-technical regulations of constructing-engineering activities. Intensive scientific-researches aren't being carried out in earthquake engineering sphere due to the lack of relevant profile institutions.

At this moment, the former Soviet building standard codes and rules are in the de facto action on Georgian territory, which are so outdated that even Russian Federation has already renewed twice as the rules of collection and technical regulations.

From 2010, National building standards are in de jure action: earthquake engineering, concrete and reinforced concrete structures, foundations of buildings and structures and engineering climatology, which were approved in 2009 and of course it needs to be renewed in accordance with the modern standards and requirements. In the practice of design are also used:

European design standards – Eurocodes, established by European Committee for Standardization (CEN);

International Building code (IBC), Section 1613 Earthquake Loads, established by International Code Council (ICC);

ISO 3010 – Basis for design of structures – seismic actions on structure, established by International Organization for Standardization (ISO).

In Georgian National Agency for Standards and Metrology there are registered:

• 609 EN standards in the sphere of construction (Civil engineering, building materials);

• The EN Eurocodes including 10 standards (EN1990-1999) (Fig.1) covering various subjects related to construction, are valid from 2009, May 15 as the cover methods of Georgian standards.

At the same time, today EN 0,1,2,3,7 and 8 Eurocodes are translated in Spatial Planning and construction Policy Department of Ministry of Economy and Sustainable Development of Georgia.

Translated EN 1998 Eurocode 8 – Design of structures for earthquake resistance was discussed in the National Association for Earthquake Engineering and Engineering Seismology and corresponding comments were given to the Spatial Planning and Construction Policy Department.

National Annexes (NAs) taking into consideration the Nationally Determined Parameters (NDRs) should be prepared by the local specialists.

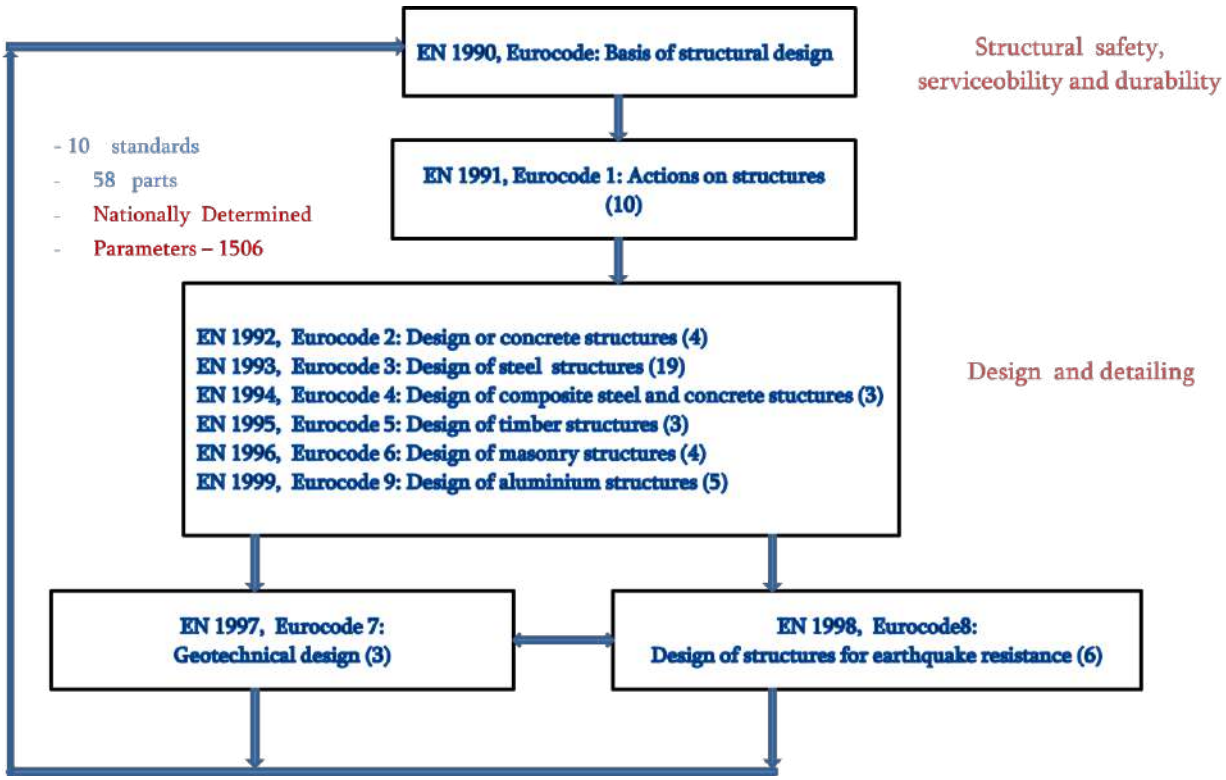


Fig.1. Interrelation of Eurocodes

Eurocode 8 EN 1998 – Design of structures for earthquake resistance (142 NDPs) consists of 6 parts:

EN 1998-1:2004 General rules, seismic actions and rules for buildings (61);

EN 1998-2:2005 Bridges (38);

EN 1998-3:2005 Assessment and retrofitting of buildings (12);

EN 1998-4:2006 Silos, tanks and pipelines (12);

EN 1998-5:2004 Foundations, retaining structures and geotechnical aspects (7);

EN 1998-6:2005 Towers, masts and chimneys (12).

In the event of earthquakes, the objectives of EN 1998 are to ensure that:

- Human lives are protected;
- Damage of buildings is limited.

Modern ideology of earthquake engineering

According to the Eurocode 8 constructions in seismic regions have to be designed and realized in such way to satisfy fundamental requirements with the corresponding reliability:

No-life – threatening – collapse requirement:

Withstand the design seismic action without local or global collapse;

Retain structural integrity and residual load bearing capacity after the event.

This requirement should be met for a reference seismic action with PNCR=10% probability of exceedance in 50 years or with TNcR=475 years Return Period (corresponds to maximum design–a "rare" strong earthquake).

Damage limitation requirement:

Withstand a more frequent seismic action without damage;

Avoid limitation of use with high costs.

This requirement should be met for a reference seismic action with PDLR=10% probability of exceedance in 10 years or with TDLR=95 years Return Period (Corresponds to project – a "frequent" weak earthquake).

P and T values for a given country are defined in the National Annexes of this country standards.

Standard design is discussed in two ways in the theory of seismic resistance (Performance-based seismic design):

1. Ultimate limit state (ULS): Design of the structure for safety of people and/or structure under a rare earthquake.

Plastic deformations and local damages are allowed in buildings.

2. Serviceability limit state (SLS): concerns operation of the facility and damage to property under a frequent earthquake.

The damage limitation conditions must be fulfilled for buildings, i.e. the weak damages are allowed. The normal operational conditions and the appearance must be ensured.

Limit state (LS) design is the basis for all Eurocodes (including EC8).

One of the main provisions of Eurocode 8 is that aspect of seismic hazard in seismic regions must be considered at the initial stage of the conceptual design of the building, which allows a

building to have constructive system and it responds to the basic requirements of seismic resistance while the expenses are acceptable.

Conceptual seismic resistant design is a subject to guiding principles and these principles are [3]:

Simplicity of building form, regularity in the plan (compact configuration and without divided contour) and height (constructive system without interruption or a certain intake);

Symmetry as in the plan also in a vertical projection (in terms of stiffness and mass distribution);

Uniformity and reservation of constructive elements (surplus of joining);

Resistance and stiffness with two main directions;

Torsional resistance and stiffness;

Rigid (diaphragmatic) working condition of intermediate floor;

Adequate foundation.

Conceptual designing is completed before the start of project document processing and clear constructive scheme of building within the frames of given parameters. A building is a combination of art and science and three important aspects of its designing are:

1. Function (Destination) 2. Configuration (form, dimensions) 3. Stiffness.

American architect, Louis Sullivan stated in one of his poems [4], that the form follows function. This statement is now a doctrine for modern architects. The architect is responsible for the function and configuration of the building. To give enough strength to the idea of architect and seismic resistance to constructive elements is the competence of structure engineer. A tight cooperation between the architect and structural engineer has got a crucial importance during the phase of conceptual designing.

Role of architect and structural engineer in the process of seismic resistance design

Architectural configuration plays a key role in seismic strength and functional conformity of the building.

Three main factors affecting on the configuration or concept of the building are as follows:

- Urban design, business (economics) and real estate issues;
- Planning and functional concerns, that impact the form of the building;
- Necessity and prestige of different image.

Urban design includes zoning and planning regulations.

The third influence, the need for the building to present an attractive, interesting, unique image to the outside observer and occupants.

Common problems of configuration and design mistakes what cause a damage or sometimes collapse of the building such as below:

- Flexible and not strong (weak) storey;
- Variation of stiffness and strength in perimeter;
- Reentrant corners of buildings with the shape of L, T, X and H;
- Linked and short column;

- Strong beam – weak column;
- Mutual crashing – hammering effect of buildings;
- Non-regularity in the plan and height;
- Limiting height/ width ratio.

Analysis of literary sources [5, 6, 7] shows that:

The building seismic resistance projecting is considered in many countries as the only sphere of structural engineers' responsibilities and as a result, the architects are not well-informed about influence of design solutions on the seismic behavior of buildings.

As far as the building system is created by architect, therefore architects must be able to make assumptions in the process of conceptual designing about the behavior of building under seismic load;

Many architects maintain a wrong idea about structural engineer's involvement in designing work only at the time of strength calculation process. This is wrong opinion that can cause a significant result and additional cost.

None of calculation and detail constructing can compensate for the errors or mistakenly chosen unconstructive elements (frames filler walls, partitions, parapets, pediments etc.) and defects which were made in the process of conceptual seismic designing.

Architect:

Creates the project concept on the basis of projecting task (technical specification) worked out by customer;

Provides aesthetic and functional design of object;

Defines the type and efficiency of building system what can be used by structural engineer;

Coordinates the team of designers, provides the architectural part of project and technical interaction with other neighboring parts;

Defines all project factors, which affect the seismic behavior of building, such as:

- configuration of the building;
- regularity in height and a symmetry in the plan;
- type of structural framework system of the building;
- location-distribution of load-bearing constructive elements of each load such as columns and diaphragms;
- the type of unconstructive, architectural elements, dimensions and location-distribution;

Selects appropriate materials (high strength, ductility, homogeneity);

Provides "Seismic resistance architecture" – harmonization of architectural part of seismically optimized projects

with requirements of the technical regulations of earthquake engineering and standards, ensures supervision.

Structural engineer:

Analyzes the technical specification worked out by the customer, participates in creation process of the building together with architect and carries out a constructive review of architectural solution of project object;

Works out a safe and effective constructive scheme of object in the seismic point of view;

Considers the types of materials for use in constructions and their properties, engineering-geological research results of the site;

Based on appropriate design model for constructive scheme of building organizes the proper calculation on forecast loads (static and seismic impacts) in accordance with the requirements of technical regulations of earthquake engineering;

Analyzes the calculation results and verifies them;

According to computed results realizes the detailing of constructive elements – determining the dimensions and reinforcing;

Provides correspondence of constructive part of project with the conceptual designing principles of seismic resistance and engineering supervision.

Collaboration between architect and structural engineer

Practice analysis of designing in seismic regions shows us that structural engineers are often very critical towards architects because of the facts that:

- They don't know the rules of anti-seismic design;
- They are working in a technical vacuum;
- Constructive prerogatives have been ignored;
- The flexibility and freedom of the design are put on front line;
- They don't try to get consultations at the initial stage for optimal constructive solutions;
- They made mistakes in the process of architectural designing, which are learned as a result of past earthquakes is becoming the reason of building destruction in many cases.
- They demand from architects to improve the cooperation standards with them.

The architects point out that they are disappointed by structural engineers because of:

- They have innovation deficits;
- They have a bad contact with the idea of architectural design;
- They don't try to understand the demands and aspirations of architects.

Special literature indicates that general misunderstanding (incorrect understanding) between the architects, anti-seismic projecting rules and technical requirements those are restricting the creative freedom of designer.

Due to the differentiation of profession and role, dominance and methods of architects and constructors, their cooperation is a great challenge of two "Antagonistic" approaches – Integration of the synthesis process characteristic for the architectural projecting and necessary design analysis for constructing.

The main position for successful interdisciplinary cooperation is understanding that it is more psychology than technology.

Many building projects require from architect and structural engineer to exchange information to themselves and work together what is very important:

- To meet the requirements of customer.
- For the compliance with proper standards;
- For the achievement of project coherence and safe exploitation of building.

Customers and building users are the main beneficiaries of cooperation with architect and structural engineer but the specialists also have the significant profit from the early synchronization of cooperation.

Recommendations for improving a collaboration

"Consecutive" or "Fragmented" design is worse and ineffective than the "Parallel" design. In the process of "Parallel" designing the architect and structural engineer got together to project a safe, effective, economic construction simultaneously designed on the static loads and seismic impact according to aesthetic and functional requirements in frameworks of given parameters (materials, configuration, height, constructive system, plasticity class, dissipation zones of seismic energy). Then they will choose unconstructive elements with allowed deformation for construction. By this approach, optimal designing is possible, when made choice becomes decisive for the seismic resistance and vulnerability of building.

This is the reason for why the architect and structural engineer should start working together on the project that seismic resistance engineering design could generate an aesthetic seismic resistance architecture.

For architects it is recommended:

• To start collaboration as soon as possible with structural engineer and other engineers for the better development of project at the stage of previous project/conception;

• Harmonization of structural engineer's qualification and experience with project complexity;

• Development of open and reliable culture at the time of project team leadership which will facilitate sharing of knowledge and encourage to approach the best consensus;

• Developing a communication with the members of the project group so that everyone can make contribution and become responsible for the project at any stage;

• To improve a knowledge about the issues of constructive and unconstructive seismic designs.

For structural engineers recommendations are reduced to:

• It is worth considering that architectural design includes a very wide range synthesis of different criterion and it is iterative and differ from constructive design;

• As far as possible to encourage the project team and expecting that initial concept of project solution will need a development, perfection and correction in some cases;

• Reviewing the generally acceptable solutions for innovation which will improve the project within the limits of maintaining the essence of engineer requirements and possible compromise;

• Understanding the desired project architectural concept and quality before offering solutions.

Illustration of damages that are the results of design mistakes is given on the figures below.

Fig.2 Strong Beam-Weak Column failures

Fig.3 Hammering Effect

Fig.4 Short Column effect and failure

Fig.5 Building with ground floor soft story

Conclusion

To sum up, we should realize that architectural configuration plays a major role in deciding the seismic strength and functional conformity of a building. The architect should shoulder the responsibility of ensuring proper seismic performance of the building since inception.

The building should be created/built to withstand earthquake forces rather than to retrofit after its completion. The project budget should be distributed wisely with the major share going into structural strength.

Improving the collaboration and communication between the architect, urban planning and earthquake engineering disciplines (seismology, structural engineering, lifelines engineering and emergency response) can greatly help in reducing the seismic vulnerability of buildings.

References

1. Building Code of Earthquake Engineering PN 01.01-09. Georgian Ministry of Economic Development, 2009.

2. The Eurocodes: Implementation and use. Joint Research Centre. European Commission.

3. Bachman H. Seismic Conceptual Design of Buildings – Basic principles of engineers, architects, building owners. Swiss Agency for Development and cooperation. Biel 2002, 81 p.

4. Charleson A. Seismic Design for Archirects Quttwitting the Quake, Elsevier, 2008.

5. Arnold C. Architectural Aspects of Seismic Resistant Design. Eleventh World Conference on Earthquake Engineering. Paper No. 2003.

6. Charleson A.W. Pirie S. An Investigation of Structural Engineer-Architect Collaboration; SESOC Journal, New Zealand, vol. 22, No1, April, 2009, P.97-104.

7. Arslan M.M., Arslan M.D. An Architectural Evaluation of Structural Damages During Last Earthquakes in Turkey. ECCOMAS Thematic Conference on Computational Method in Structural Dynamics and Earthquake Engineering. Rethymno, Crete, Greece, 13-16 June,2007.

УДК 550.034

МОДЕЛЬ РАЗВИТИЯ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ НА СЕЙСМИЧЕСКОМ ЛИНЕАМЕНТЕ ЭРЗРУМ-БОРЖОМИ-КАЗБЕК

Саакян Б.В.

ИГИС НАН РА, Гюмри, Армения

Структура Малого Кавказа, которая охватывает территорию Северной Армении и примыкающие сейсмоактивные районы, занимает центральную часть Анатолийско-Кавказского сегмента, Альпийско-Гималайского сейсмического пояса. С тектонической точки зрения, он является осевой зоной коллизии Аравийской и Скифской литосферных макроплит [2]. Непосредственно через территорию Северной Армении проходит сейсмический линеамент Эрзрум-Боржоми-Казбек (ЭБК), составляющий северную шовную зону коллизии [2, 3].

По географической позиции, он протягивается от Эрзинджанского сейсмотектонического узла, который расположен на трансрегиональном Северо-Анатолийском глубинном разломе, по направлению северо-восток, траектируя эшелонированными разломами Эрзурума, затем пересекает сейсмогенную зону Боржоми (Ахалкалак) до горы Казбек.

В исследуемом сейсмическом линеаменте и в зоне его динамического влияния, с целью выявления эволюции закономерностей сейсмотектонических деформаций по годам и характерных особенностей их проявления, проведен пространственно-временно-энергетический анализ произошедших землетрясений. В качестве исходных данных предварительно были взяты землетрясения с магнитудами $M \geq 4.5$, которые произошли в 1850-2015 гг. в сейсмическом линеаменте длиной 600 км и в зоне его динамического влияния. Во время выполнения исследовательских работ, сводный каталог основных параметров сейсмических событий подвергался двухэтапной выборке.

На первом этапе при совместном использовании ретроспективного анализа и метода «пространственно-временное окно» Кнопова, из базы данных были отфильтрованы разнотипности аномальных проявлений сейсмических событий (форшоки, афтершоки, рои, очаги группированных землетрясений) [9, 13].

На втором этапе с точки зрения однородности данных, был построен график повторяемости землетрясений. Согласно закону повторяемости представительным классом магнитуд сейсмических событий считаются землетрясения $M>5$. Как известно, в практике сейсмологических исследований сейсмическое поле пятимерных Π_5 переменных представляется следующей функцией

$$\Pi_5 = f(\varphi, \lambda, h, T, M), \quad (1)$$

где указанные параметры являются основой сейсмологических разнородных и разнотипных статистических анализов.

В очаговой сейсмологии более общими и полноценными параметрами являются энергия землетрясения и сейсмический момент, которые адекватно отображают физико-механические процессы, происходящие в геолого-геофизической среде, сформированное в протя-

женном очаге напряженно-деформированное состояние и процесс разрывообразования [1, 5, 12].

Имея в виду вышесказанное, значения магнитуд землетрясений, определенные по разным шкалам, были приведены к единой моментальной магнитуде.

В настоящей работе в качестве основного параметра рассматривается энергия землетрясения. Полная энергия, накопленная в очаге тектонических землетрясений, выражается уравнением (2).

$$E_O^3 = E_P^3 + e_c, \qquad (2)$$

где E_O^3 – вся энергия, накопленная в очаге до землетрясения, E_P^3 – энергия, затраченная на разрывообразование геологической среды, e_c – сейсмическая энергия, затраченная на формирование упругих волн [10].

В сейсмическом линеаменте ЭБК, для построения кумулятивного графика Беньоффа эволюции относительной деформации по годам, основой является временной ряд из более чем 45 землетрясений с магнитудами Mw>5. Пространственное распределение эпицентров этих землетрясений, произошедших в 1868-2013 гг., приведено на рис. 1.

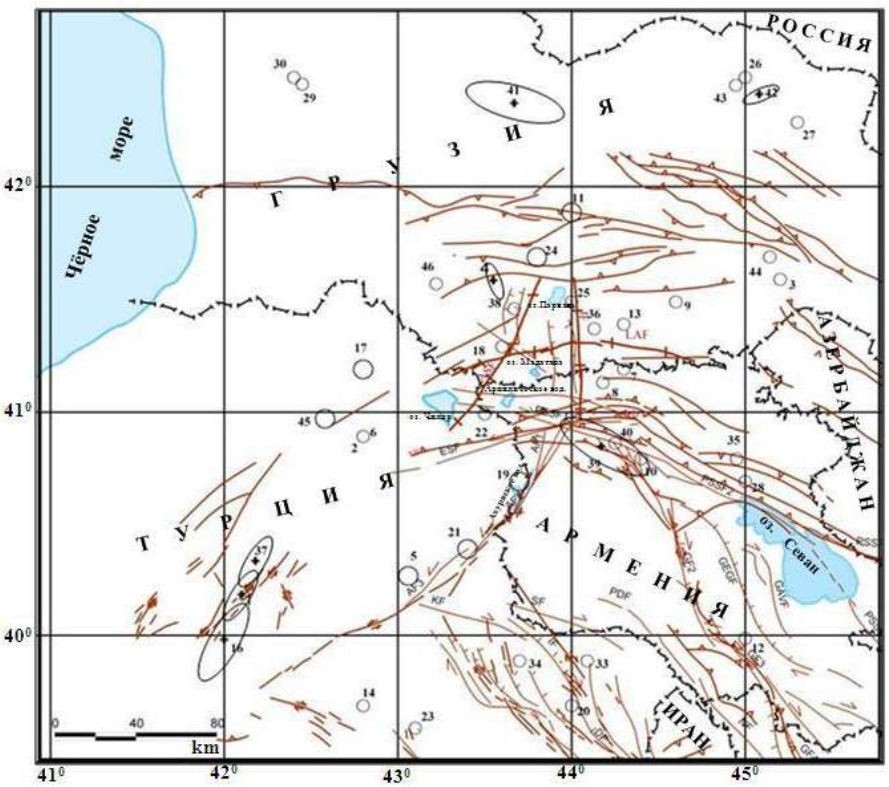


Рис. 1. Геологотектоническая карта Тавро-Кавказского региона и пространственное распределение эпицентров землетрясений:

а)○ - M_w=5.1÷6,2; б)⬭ - $M_w \geq 6.3$

Важно отметить, что любое сейсмическое событие сопровождается высвобождением энергии упругих деформаций. Согласно Беньоффу, суммарная сейсмическая энергия $(\lg\sum E = K)$ преобразовывается в деформационную энергию, накопленную в горных породах с объемом V, которая выражается с помощью уравнения (3)

$$E = \frac{1}{2} \cdot V \cdot \mu \cdot \varepsilon^2, \tag{3}$$

где $\mu = 3 \cdot 10^{11} \frac{\text{Дин}}{\text{см}^2}$ – модуль сдвига или постоянная упругости, ε – относительная деформация [6]. С целью временно-энергетического анализа, мы построили кумулятивный график Беньоффа, изображающий эволюцию относительных деформаций по годам и составляющий комбинацию двух независимых переменных (рис.2).

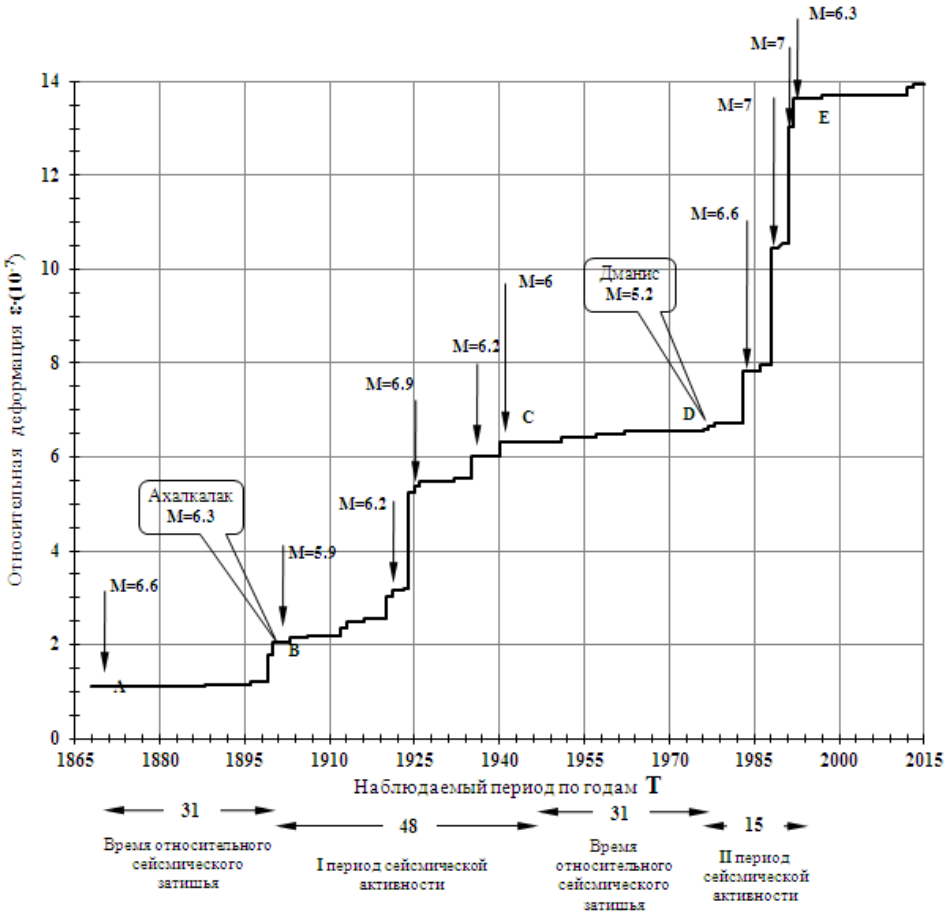


Рис. 2. Кумулятивный график Беньоффа, изображающий относительные деформации

На оси ординат графика приводится относительная деформация, которая, по Беньоффу, прямо пропорциональна квадратному корню высвобожденной суммарной сейсмической

энергии, а магнитуды более сильных землетрясений стрелками отмечены на соответствующих годах [3]. На графике четко выделяются два этапа сейсмической активности: 1899-1947 гг. и 1978-1993 гг.

Для первого этапа сейсмической активности (1899-1947гг.) характерны многочисленные землетрясения с магнитудами Mw=5.1÷6.3, произошедшие в сейсмическом линеаменте ЭБК, в ряду которых исключением является сильнейшее землетрясение Эрзурума 1924 г. с магнитудой Mw=6.9. Согласно сейсмической активности на втором этапе (1978-1993 гг.), тектоническая энергия, накопленная в земной коре, в основном высвобождалась за счет сильнейших землетрясений Нормана 1983 г., Спитака 1988 г., Рачи 1991 г. и Барисахо 1992 г. Этапам сейсмической активности, соответственно, предшествуют или следуют явления относительного сейсмического затишья с периодами повторяемости около трех десятков лет: 1868-1899 гг., 1947-1978 гг. В результате временно-энергетического ретроспективного анализа выявлено, что этапы сейсмической активности и явления относительного сейсмического затишья имеют последовательные периоды повторяемости. Следовательно, только при наличии недостаточных статистических данных сейсмических событий можно предполагать, что этап сейсмической активности, который предшествовал явлению относительного сейсмического затишья, закончился землетрясением Эрзурума 1868 г. По гипотезе, он должен был бы иметь подобную картину со вторым этапом активности.

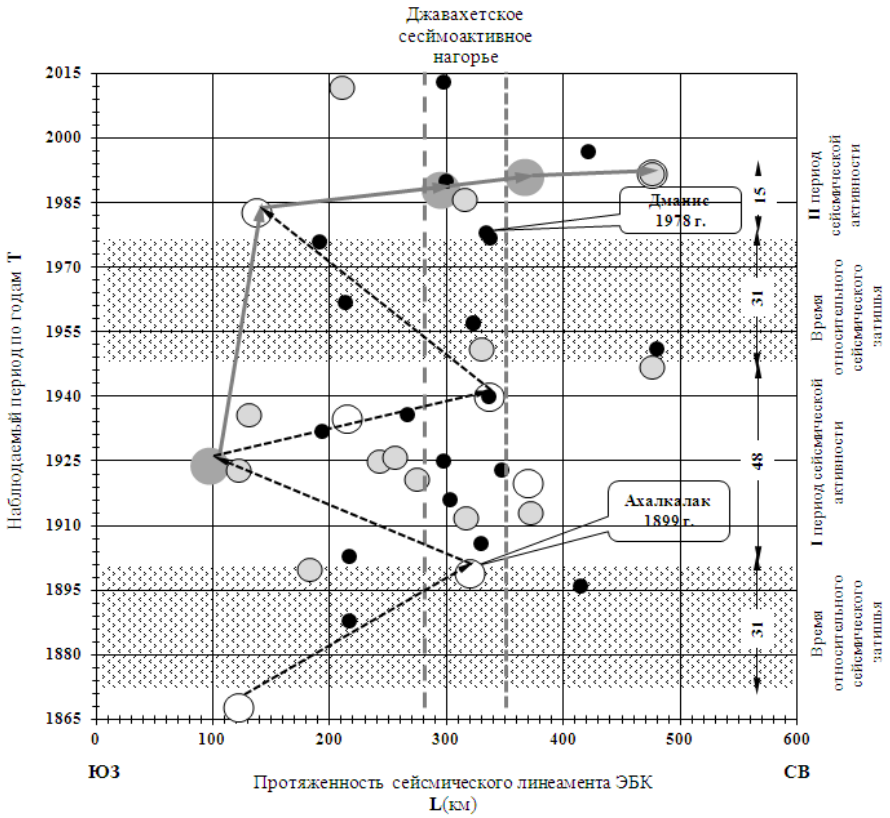


Рис. 3. График миграционного распределения землетрясений по годам в линеаменте ЭБК

В региональном напряженном поле, в результате совместного анализа эволюции процессов накопления и высвобождения относительных деформаций и пространственно-временного распределения эпицентров, в центральной части сейсмического линеамента ЭБК выделялась локально-динамическая область перераспределения и разрядки сейсмотектонических напряжений. В этом локальном напряженном поле произошли Ахалкалакское 1899 г. и Дманийское 1978 г. землетрясения, которые с точки зрения перераспределения деформаций, фактически, представляют собой завершение цикла сейсмического затишья, а с точки зрения разрядки напряжений − начало этапа сейсмической активности. Исходя из вышеприведенного, можно утверждать, что территория Джавахетского сейсмоактивного нагорья чувствительным образом реагирует на локальные изменения регионального напряженного поля, обусловленные переходом явления относительного сейсмического затишья к этапу сейсмической активности [8]. На основании кинематической теории прочности твердых тел [1, 4, 7], исследующей последовательные стадии разрушения горных пород, на двух этапах сейсмической активности, имеющих продолжительный характер, были замечены миграционные явления пространственно-временного распределения эпицентров по направлению от юго-запада к северо-востоку от очаговой зоны Эрзрумского землетрясения 1924 г. до очаговой зоны Барисахского землетрясения (рис. 3) [3, 11].

Особый интерес представляет выявление зависимостей между процессами накопления, высвобождения напряжений и остаточных деформаций в земной коре [6]. Поэтому, из кумулятивного графика Беньоффа, способом оценивания количественных значений, были рассчитаны скорости накопления и высвобождения относительных деформаций (рис. 4).

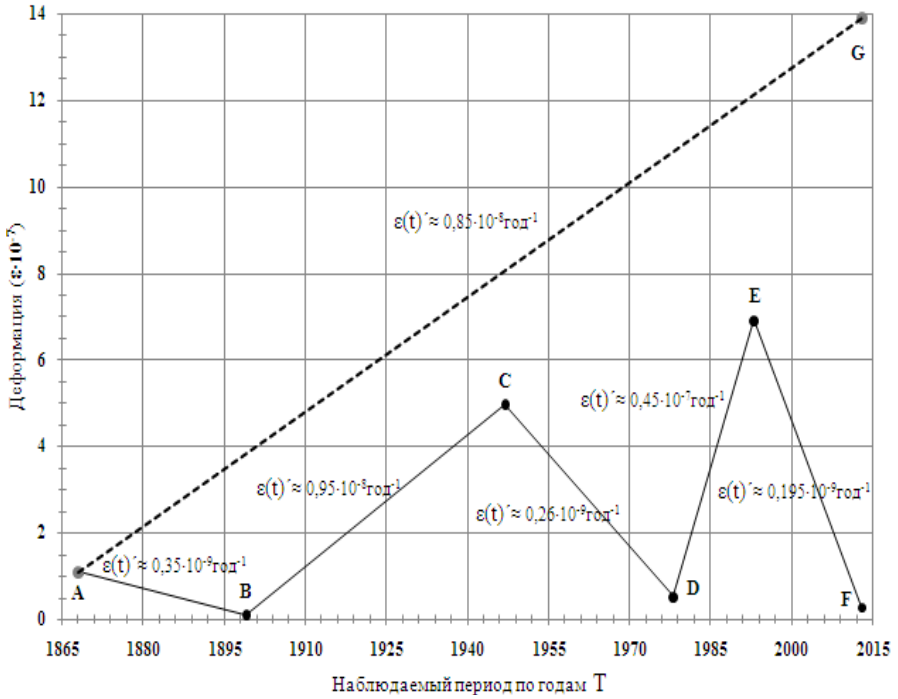


Рис. 4. Зависимость скоростей сейсмотектонических деформаций от этапов накопления и высвобождения напряжений

Согласно графику скоростей, участки AB, CD и EF, которые соответствуют временным отрезкам относительного сейсмического затишья, характеризуются убыванием скорости деформаций, которые, фактически, представляют собой этапы накопления тектонических напряжений с минимальными значениями $\dot{\varepsilon} \approx 0.15 \div 0.35 \cdot 10^{-9}$ год$^{-1}$ остаточных деформаций. Участок DE, который соответствует второму временному отрезку сейсмической активности, характеризуется возрастанием скорости деформаций, и по праву представляет собой этап высвобождения сейсмотектонических напряжений с абсолютно большим значением $\dot{\varepsilon} \approx 0.5 \cdot 10^{-7}$ год$^{-1}$ деформации земной коры. В этом же графике приведен вековой тренд скорости деформаций. Участок AG, который характеризует течение сейсмического процесса в 1868-2013 гг., выделяется большим количеством сейсмических событий, произошедших на фоне накопления напряжений, которые обусловлены средним $\dot{\varepsilon} \approx 0.85 \cdot 10^{-8}$ год$^{-1}$значением относительных деформаций. Параллельно вековому тренду AG, выделяется участок BC, представляющий первый этап сейсмической активности со средним значением $\dot{\varepsilon} \approx 0.95 \cdot 10^{-8}$ год$^{-1}$ скорости относительной деформации.

Совместный анализ этих двух кривых показывает, что в исследуемом линеаменте основной закономерностью проявления сейсмичности является происхождение больших количеств землетрясений в магнитудном диапазоне Mw=5.1÷6.3. Остальные участки, которые характеризуются значением деформаций одним порядком меньше или больше, являются аномальными участками сейсмичности [7, 8]. Для детального исследования напряженно-деформированного состояния земной коры и флуктуационных поведений сейсмических процессов, мы использовали предложенную Уломовым геодинамическую модель миграционных процессов передвигающихся в геологической среде локализованных деформационных волн – так называемых геонов. Из теории физики твердых тел известно, что породу, которая находится под воздействием региональных тектонических напряжений, не возможно перемещать по всей длине по энергетическим причинам. Следовательно, в таких случаях, передача напряжений и деформаций в геологической среде выполняется по частям с помощью вышеприведенных геонов [11]. Для образного описания динамики сейсмических процессов, мы построили годограф зависимости расстояния между эпицентрами землетрясений от времени (рис. 5), который представляет собой пространственно-временной канал (ПВК) перемещения геонов.

На графике пунктиром выделяется ПВК, а стрелка изображенная темным цветом показывает направление генерации и величину кинематической характеристики движения деформированных геонов. Согласно графику, волновые фронты с амплитудой λ=93 км, пересекающие ПВК в 1868÷1970 гг., в любой момент времени показывают скорость геонов V_G=2.2 км·год$^{-1}$, величина которой сохранилась до конца относительного сейсмического затишья – 1970-ые года. Флуктуационные явления одновременных сейсмических процессов в виде перестройки и перераспределения тектонических напряжений, начиная с 1960 г., привели к резкому возрастанию скорости движения геонов до V_G=3.1 км·год$^{-1}$ и к убыванию амплитуды до λ=56 км ПВК. Для объяснения этих явлений обратимся к рис. 3. Диссипация, а затем торможение локализованных деформационных волн 1868÷1940 гг., по всей вероятности, связаны с большой амплитудой ПВК, с малой скоростью перемещения геонов и наличием Джавахетской буферной зоны. На указанном отрезке времени выделяются про-

странственно-временные гармонические фазы эпицентров землетрясений от очаговой зоны Эрзрума к Ахалкалакскому вулканическому нагорью и наоборот. Иная картина наблюдается в 1960÷2013 гг., где волны, передающие напряжения и деформации, имеющие сравнительно малую амплитуду ПВК и большую скорость перемещения геонов, распространяясь, дошли до Большого Кавказа.

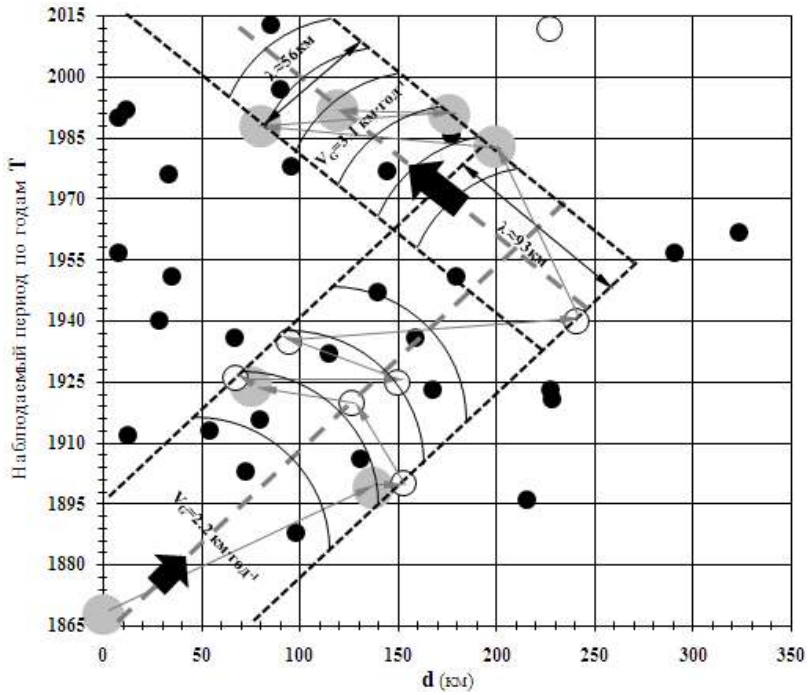


Рис. 5. Пространственно-временной канал (ПВК) перемещения геонов

При помощи сопоставительного анализа рис. 3 и 5 был выявлен пространственно-временной гармонический характер распределения сейсмических событий в сейсмическом линеаменте ЭБК, вследствие которого сильнейшие землетрясения в очаговой зоне Эрзрума следуют одно за другим с периодом повторяемости T=57 лет, а в Ширакско-Сомхетском геоморфологическом узле с периодом повторяемости T=44 года.

В результате вышеприведенных анализов приходим к выводу, что в Тавро-Кавказском регионе формирование и распространение сейсмогеодинамических процессов в основном обусловлены напряженным состоянием сейсмического линеамента ЭБК, составляющего северную шовную зону коллизии. Анализ кумулятивного графика Беньоффа, изображающего эволюцию относительных деформаций, выявил сложный характер последовательной повторяемости явления сейсмического затишья и этапов сейсмической активности. Миграционные процессы геонов, протекающие в региональном напряженном поле Эрзрум-Боржоми, выявили гармонический характер последовательной повторяемости сильнейших землетрясений, а флуктуационные явления сейсмических событий, на следующем этапе исследований, позволят на основе среднесрочных прогнозов с пространственно-временной точки зрения, выделять зону возникновения возможного очага землетрясения (ВОЗ).

Литература

1. Введенская А.В. Сейсмодинамика. М.: Наука, 1984. 144 с.

2. Габриелянц Г.А., Клешев К.А., Шеин В.С. Возможно нефтегазоносные бассейны Армении и их углеводородных потенциал // Геология нефти и газа. 2002. №1. С. 21-30.

3. Геодакян Э.Г., Саакян Б.В. Сейсмогеодинамические процессы на территории Северной Армении // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы девятой международной сейсмологической школы Республика Армения, 8-12 сентября 2014 г. Обнинск, 2014. С. 122-126.

4. Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. 265 с.

5. Оганесян С.М., Геодакян Э.Г., Карапетян Дж.К., Саакян Б.В., Мурадян А.Р., Оганесян А.С. Трехсторонний квазистатический изгиб прямоугольного параллелепипеда, как модель подготовки очага тектонического землетрясения // Труды VIII Международной конференции. Проблемы динамики взаимодействия деформируемых сред. 22-26 сентябрь, 2014 г. Горис-Степанакерт, Ереван, 2014. С. 330-334.

6. Пшеников К.В. Менанизм возникновения афтершоков и неупругие свойства земной коры. М.: Наука, 1965. 87 с.

7. Ризниченко Ю.В. Избранные труды Проблемы Сейсмологии. М.: Наука, 1985. 405 с.

8. Саакян Б.В., Мурадян А.Р., Оганесян А.Л. Глубинное строение и напряженно-деформационное состояние земной коры Северной Армении. IV Всероссийская молодежная геологическая конференция «Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий». 19-23 сентября 2016 г. Республика Башкортостан, г. Уфа. С. 313-319.

9. Саакян Б.В., Оганесян А.Л. Пространственно-временной анализ сейсмичности Северо-западной части Армении: Четырнадцатая уральская молодежная научная школа по геофизике: Сборник науч. материалов. Пермь: ГИ УрО РАН, 2013. С. 225-230.

10. Садовский М.А., Дараган С.К., Долгополов Д.В., Кондорская Н.В. О методе определения энергии высвободившейся при землетрясении //ДАН. 1987. Том 293, №3. С. 575-578.

11. Уломов В.И., Данилова Т.А., Медведева Н.С., Полякова Т.П. О сейсмогеодинамике линеаментных структур горного обрамления Скифско-Туранской плиты. // Физика Земли, 2006. №7.

12. Brune J.N. Seismic moment, seismicity, and rate of slip along major fault zones., J. Geophys. Res., v. 73, № 2, 1968.

13. Gardner J.K., Knopoff L. Is the sequence of earthquakes in southern California, with aftershocks removed, poissonian? // Bulletin of the Seismological Society of America v. 64, № 5, 1974. P. 1363-1366.

УДК 550.34

ВОПРОСЫ ТЕХНИЧЕСКОГО ОБСЛЕДОВАНИЯ ЗДАНИЙ И СООРУЖЕНИЙ В УСЛОВИЯХ СЕЙСМИЧЕСКИ АКТИВНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Чернов А.Ю.

СКФУ, Ставрополь, Россия

Аннотация. Требование надежности и безопасности объектов строительства является основополагающим. Данное требование распространяется и на застройку, расположенную в сейсмически активных районах. Достоверная оценка фактической сейсмостойкости зданий и сооружений через производство технического обследования и сейсмической опасности через детальное сейсмическое районирование и сейсмическое микрорайонирование позволят повысить надежность и безопасность объектов строительства в условиях конкретной сейсмически активной территории.

Требование надежности и безопасности объектов строительства, согласно действующим нормативным документам в области строительства, является основополагающим. Согласно общим требованиям безопасности зданий и сооружений, изложенным в Федеральном законе «Технический регламент о безопасности зданий и сооружений», здание или сооружение на территории, на которой возможно проявление опасных природных процессов и явлений, должно быть спроектировано и построено таким образом, чтобы в процессе эксплуатации опасные природные процессы и явления не вызывали последствий в виде снижения механической безопасности или иных событий, создающих угрозу причинения вреда жизни или здоровью людей, имуществу физических или юридических лиц, государственному или муниципальному имуществу, окружающей среде, жизни и здоровью животных и растений.

Основным поражающим фактором землетрясений в пределах суши являются механические воздействия колебаний земной поверхности. Однако непосредственной угрозы жизни и здоровью людей они, как правило, не представляют. Причинами травм и жертв среди людей являются факторы, сопровождающие землетрясения – разрушения зданий и сооружений, затопления, осыпание битых стекол, контакты с разорванными электропроводами, взрывы и пожары, вызванные короткими замыканиями в электропроводке и утечкой газа из поврежденных труб, а также действия, вызванные испугом населения и паникой. В горной местности, поражающими факторами могут стать спровоцированные сильными землетрясениями оползни, обвалы горных пород, снежные лавины.

Фактор сейсмической опасности на территории расположения объекта строительства обуславливает наличие дополнительных требований, предъявляемых к застройке в связи со значительной потенциальной тяжестью негативных последствий в случае землетрясения и сопутствующих процессов частичного или полного обрушения данных объектов. Северный Кавказ и прилегающие районы характеризуются высокой плотностью населения и развитой инфраструктурой, что повышает потенциальную тяжесть последствий от возможных на данной территории сильных землетрясений. В этих условиях становится осо-

бенно актуальным совершенствование мер защиты общества от данного вида стихийного бедствия.

Наиболее распространенным и эффективным способом защиты от землетрясений на данный момент в мире являются сейсмостойкое проектирование и строительство, которые, в свою очередь, базируются на правильном прогнозировании и учете сейсмических нагрузок, возникающих в конструкциях из-за сейсмогенных перемещений грунта под их основаниями. Инженерные характеристики и вероятности сейсмогенных движений грунта определяются на основе оценок долговременной сейсмической опасности данного места и возможных здесь сейсмических воздействий.

Сейсмостойкость объектов строительства определяется рядом параметров, к которым можно отнести изначальную (предусмотренную проектом) степень защищенности, а также фактическую сейсмостойкость. Фактическая сейсмостойкость эксплуатируемой застройки может существенно отличаться от проектной сейсмостойкости вновь проектируемых для данной территории объектов в связи с изменением требований профильных нормативных документов, величины накопленного за время эксплуатации износа, а также изменениями инженерно-геологических свойств грунта основания. Так, например, после введения в практику карт ОСР-97 в результате повышения нормативных требований многие ранее построенные здания и сооружения приобрели значительный дефицит сейсмостойкости. Под накопленным износом подразумевается, прежде всего, физический износ, т.е. ухудшение технических и связанных с ними эксплуатационных показателей объекта, вызванное объективными причинами. Он вызван деградацией свойств материалов во времени, постепенным понижением уровня эксплуатационных характеристик материалов, процессом их изменения в сторону ухудшения относительно проектных значений.

Одним из способов оценки фактической сейсмостойкости застройки является техническое обследование. Техническое обследование зданий и сооружений регламентируется рядом нормативных документов, таких как ГОСТ «Здания и сооружения. Правила обследования и мониторинга технического состояния», ГОСТ «Надежность строительных конструкций и оснований. Основные положения», СП «Правила обследования несущих строительных конструкций зданий и сооружений» и пр.

Согласно данным стандартам, сейсмичность района 7 баллов и более предопределяет необходимость более тщательного контроля технического состояния застройки в виде двукратного сокращения промежутка времени между плановыми обследованиями в сравнении со стандартными требованиями. Первое обследование технического состояния зданий и сооружений проводится не позднее чем через 2 года после их ввода в эксплуатацию. В дальнейшем обследование технического состояния проводится не реже 1 раза в 10 лет и не реже одного 1 раза в 5 лет для объектов строительства или их отдельных элементов, работающих в неблагоприятных условиях (агрессивные среды, вибрации, повышенная влажность, сейсмичность района 7 баллов и более и др.). Для уникальных зданий и сооружений устанавливается постоянный режим мониторинга.

В рамках комплексного обследования технического состояния зданий и сооружений изучается, в том числе, и состояние фактических значений контролируемых параметров грунтов основания. Максимально упрощая, можно свести анализируемую в рамках иссле-

дования основания информацию к следующему перечню параметров, наиболее существенных с точки зрения технического обследования в конкретный момент времени:

1. Фактическая несущая способность грунта основания – поскольку основная функция основания воспринимать нагрузки от вышележащих строительных конструкций (работать на сжатие в общем случае), то данный параметр является одним из основных.

2. Фактический уровень подземных вод и общая влажность основания – данный параметр может оказывать негативное влияние на несущую способность грунта основания.

3. Фактический химический состав подземных вод и наличие агрессивных по отношению к строительным конструкциям химических элементов в грунте в целом – выявление данного параметра требует реализации мер инженерной защиты строительных конструкций (фундаментов и подземных коммуникаций, прежде всего).

Данные параметры могут изменяться в течение времени и должны сопоставляться с проектными на предмет выявления изменений.

Цель обследования технического состояния заключается в определении действительного технического состояния объекта строительства и его элементов, получении количественной оценки фактических показателей качества конструкций (прочности, сопротивления теплопередаче и др.) с учетом изменений, происходящих во времени. Получаемая информация должна быть достаточной для принятия обоснованного решения о возможности дальнейшей безаварийной эксплуатации объекта или же для вариантного проектирования восстановления или усиления конструкций.

Накопленный опыт практической деятельности свидетельствует о том, что фактически требования по контролю технического состояния зданий и сооружений не выполняются в полном объеме. Имеется значительное количество объектов строительства, категория технического состояния которых фактически является ограниченно-работоспособной или даже аварийной. Дальнейшая эксплуатация объектов, находящихся в указанном техническом состоянии, небезопасна и должна быть приостановлена до принятия решения о дальнейшей судьбе подобного объекта (снос, восстановление, усиление и т.д.).

Принятие решения о восстановлении или усилении здания или сооружения должно быть целесообразно, прежде всего, с экономической точки зрения, т.е. быть рациональным. Если совокупная стоимость этих работ меньше достигаемого экономического эффекта от их реализации, то решение может быть признано рациональным. Если же предполагаемые затраты на ремонт или усиление конструкций превосходят затраты на демонтаж существующего объекта и возведение на его месте нового объекта, отвечающего заданным требованиям, то решение может быть признано нерациональным и экономически нецелесообразным. Вместе с тем, отдельной категорией являются объекты строительства, представляющие архитектурную, историческую и культурную ценность. Критерий рациональности и экономической целесообразности зачастую не является приоритетными при принятии решения о восстановлении или усилении данной категории объектов.

Пример выявленных повреждений и дефектов у фактически эксплуатируемого объекта строительства представлен на рис. 1. Работы по предварительному обследованию и оценке технического состояния выполнялись силами кафедры строительства Инженерного института ФГАОУ ВО «СКФУ».

Рис. 1. Сквозные трещины в несущих стенах. Результаты технического обследования жилого здания, строительство которого завершено менее 3-х лет назад до момента настоящего обследования. Объект расположен на территории Ставропольского края

Наиболее вероятной причиной деформаций, представленных на рис. 1, являются ошибки при проектировании и устройстве основания и фундамента. Общеизвестно, что корректная работа основания и фундамента объекта является необходимым критерием надежности и безопасности объекта в целом. При этом комплекс мероприятий по устранению выявленных повреждений и дефектов как следствия нарушений в работе основания и фундаментов может сильно отличаться в случае выявления или не выявления изменений основных инженерно-геологических параметров. К примеру, подъем уровня подземных вод, а также рост общей влажности основания могут являться основанием для пересмотра категории грунта основания по сейсмическим свойствам в сторону понижения категории со 2 до 3 и, как следствие, повышению расчётной сейсмичности объекта строительства на 1 балл. Данное дополнительное увеличение требуемой сейсмостойкости в совокупности с фактическим техническим состоянием объекта, его конструкций и элементов, способно ещё больше увеличить разрыв между фактической и необходимой сейсмостойкостью зданий и сооружений для целей обеспечения устойчивого развития застроенных территорий.

Инженерно-геологические исследования, проведенные на территории Северного Кавказа и прилегающих районов, во многих случаях выявили в грунтовых разрезах изучаемых площадок наличие водонасыщенных песчаных и супесчаных грунтов, обладающих «склонностью» к разжижению при интенсивных сейсмических воздействиях. При сильных землетрясениях в этих грунтах могут происходить процессы, сопровождающиеся потерей их несущей способности и связанными с этим различными деформациями фундаментов что, в свою очередь, может вызвать дополнительные нагрузки в различных элементах зданий и сооружений или даже привести к их опрокидыванию. Опасность этих «вторичных» воздействий землетрясений может быть сопоставима или даже превосходить опасность «первичных» (колебательных) сейсмических движений.

Особо следует подчеркнуть проблему зданий и сооружений, относящихся к категории «самострой», не имеющих четкого юридического статуса. Данная проблема представляется

особенно актуальной для юга России, где к таким объектам могут относиться фактически заселенные жилые многоквартирные дома. Указанные объекты зачастую построены с грубейшими нарушениями строительных норм и правил и условий эксплуатации. Оценка их технического состояния производится, как правило, только в исключительных случаях.

Наряду с оценкой фактической сейсмостойкости застройки крайне важна правильная оценка сейсмической опасности конкретной территории. Упомянутые выше нормативы в области технического обследования гласят, что при обследовании зданий и сооружений, расположенных в сейсмически опасных регионах, оценка технического состояния конструкций должна производиться с учетом факторов сейсмических воздействий, а именно:

1) расчетной сейсмичности площадки строительства;

2) повторяемости сейсмического воздействия;

3) спектрального состава сейсмического воздействия;

4) категории грунтов по сейсмическим свойствам.

Основные нормативы в области оценки сейсмической опасности и сейсмостойкого строительства имеют федеральный уровень, поэтому они не в полной мере учитывают локальную специфику конкретной территории. Для целей повышения надежности оценок расчетной сейсмичности площадки строительства, повторяемости и спектрального состава сейсмического воздействия представляется крайне актуальным детальное сейсмическое районирование и сейсмическое микрорайонирование конкретных территорий с уточнением категории грунтов по сейсмическим свойствам. Выполнение данных исследований позволит получить более достоверные оценки ожидаемых сейсмических событий и сопоставить их с фактической сейсмостойкостью застройки района исследования.

Сопоставление фактической сейсмостойкости зданий и сооружений и уточненных оценок вероятных сейсмических воздействий района расположения объекта строительства, т.е. оценка фактической сейсмоуязвимости объектов, может быть использовано как эффективный инструмент по управлению сейсмическим риском и его количественной оценке. Оценка сейсмического риска имеет широкий потенциал применения и может быть использована не только для решения чисто инженерных задач, но и в социальной и экономической плоскости. Это позволит повысить надежность и безопасность объектов строительства, а также общую устойчивость урбанизированных территорий в условиях конкретной сейсмически активной территории.

Литература

1. ГОСТ 31937-2011 Здания и сооружения. Правила обследования и мониторинга технического состояния. М.: Стандартинформ, 2014.

2. ГОСТ Надежность строительных конструкций и оснований. Основные положения. М.: Стандартинформ, 2015.

3. СП 13-102-2003 Правила обследования несущих строительных конструкций зданий и сооружений. М.: Госстрой России, ГУП ЦПП, 2004.

4. СП 14.13330.2018 Строительство в сейсмических районах. Актуализированная редакция СНиП II-7-81*. М.: Стандартинформ, 2018.

5. Федеральный закон «Технический регламент о безопасности зданий и сооружений» от 30.12.2009 N 384-ФЗ (в действующей редакции).

6. Чернов А. Ю. Модели сильных движений грунта для вероятностного детального сейсмического районирования территории РСО-Алания. Часть I / А. Ю. Чернов, Ю. К. Чернов, М. И. Читишвили // Геология и геофизика Юга России. Владикавказ: ФГБУН ФНЦ «Владикавказский научный центр Российской академии наук», 2019. №2. С. 95-108.

7. Чернов, А. Ю. Геоэкологическая оценка сейсмической опасности и риска на примере застраиваемых территорий центрального Предкавказья: дисс. ... канд. тех. наук: 25.00.36 – «Геоэкология (строительство и ЖКХ)» / А.Ю. Чернов. Ставрополь–Москва: ФГАОУ ВО «Северо-Кавказский федеральный университет» – ФГБОУ ВО «Национальный исследовательский Московский государственный строительный университет», 2016. 163 с.

УДК 550.34

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ВЕРОЯТНОСТНОГО ДЕТАЛЬНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ РСО-АЛАНИЯ

Чернов Ю.К.

ГФИ ВНЦ РАН, Владикавказ, Россия

Аннотация. В 2017-2019 гг. Геофизическим институтом ВНЦ РАН разрабатывается новый вариант карты ДСР РСО-Алания. Исследования проводятся с использованием вероятностной технологии оценки сейсмической опасности на региональном и локальном уровне, прошедшей апробацию во многих сейсмоактивных районах. Расчетная схема построена на основе формулы полной вероятности, где условная вероятность описывает неопределенности, связанные с прогнозированием параметров сотрясений грунта при возникновении потенциально опасных очагов землетрясений, а безусловная – неопределенности возникновения этих очагов в данном месте в заданный промежуток времени. Исследования проводятся в виде объединения разных оценок полученных различными способами. Вероятностный анализ сейсмической опасности состоит из пяти основных элементов: построения альтернативных моделей зон возникновения очагов землетрясений (зон ВОЗ); построения альтернативных моделей повторяемости землетрясений во времени; разработка альтернативных моделей сильных движений грунта; вероятностного анализа для каждой альтернативной модели; анализа различных комбинаций результатов по различным альтернативным моделям и их сочетаниям. Итоговая оценка представляет собой суперпозицию воздействий всех потенциально опасных очагов землетрясений с учетом их повторяемости. Реализация общей расчетной схемы включает разработку двух групп региональных моделей сейсмичности, описывающих зоны ВОЗ, максимальные возможные магнитуды землетрясений, размеры, механизмы, ориентацию в пространстве и частоту возникновения очагов землетрясений разных магнитуд во времени, их распределение по глубине и моделей сильных движений грунта, описывающих амплитуды, длительности, периоды, спектры, макросейсмические балльности, акселерограммы при землетрясениях разных магнитуд и удаленностей. В настоящей работе приведены результаты расчетов распределения по площади РСО-Алания вероятных балльностей сотрясений (I) и пиковых ускорений грунта (PGA) для средних периодов повторяемости t=500; 1000; 2500 и 5000 лет. Полученные оценки I и PGA хорошо корреспондируют между собой. По настоящей версии ДСР уровни I и PGA в среднем ниже, чем аналогичные оценки общего сейсмического районирования (ОСР) и, наоборот, выше, чем по более ранней версии ДСР.

Введение

Республика Северная Осетия-Алания расположена в зоне повышенной сейсмической активности, что требует осуществления здесь сейсмостойкого строительства, важной составной частью которого является прогноз возможных сейсмических воздействий. Оценки таких воздействий могут проводиться на основе Карт общего сейсмического районирования ОСР-2015 [8]. Однако по ряду объективных причин эти карты имеют максимальную генерализацию, вследствие чего являются лишь первым, относительно грубым приближением к оценкам долговременной сейсмической опасности. Повышение точности и детальности прогнозирования сейсмической опасности может осуществляться посредством детального сейсмического районирования (ДСР), в большей степени учитывающего сейсмогеологические особенности территорий. Кроме того, при ДСР

обычно оценивается более широкий, чем при ОСР перечень параметров сейсмических воздействий.

В 2004-2005 гг. для территории РСО-Алания Геофизическим институтом разработана первая версия вероятностных оценок уровня ДСР [2, 3], которые можно рассматривать как первый шаг в развитии данного направления в регионе. В настоящее время эти исследования продолжаются. На данный момент разработан новый вариант оценок ДСР, выполненных на базе альтернативной вероятностной технологии, имеющей положительный опыт применения в различных сейсмоактивных районах страны и за рубежом.

Цель исследований – на основе изучения сейсмогеологических особенностей региона произвести уточненные вероятностные оценки и картирование инженерных характеристик сейсмических воздействий на территории РСО-Алания.

При этом предусмотрено решение следующих задач:

1. Разработать подходящие к условиям региона вероятностные модели сейсмичности и сильных движений грунта, на основе которых разработать обобщенные вероятностные модели для оценки возможных сейсмических воздействий от совокупности всех потенциально опасных очагов землетрясений с учетом их повторяемости во времени.

2. Посредством этих моделей произвести оценки и построить для исследуемой территории вероятностные карты масштаба 1:200000 в терминах баллов *MSK* (*I*) и пиковых ускорений грунта (*PGA*), оценить вероятные спектры, периоды (*T*), длительности (τ) и акселерограммы колебаний при землетрясениях со средними периодами повторяемости *t*=500; 1000; 2500 и 5000 лет.

В настоящей статье приведены результаты разработки Карт ДСР в терминах *I* и *PGA*. Результаты построения для других характеристик сейсмических воздействий будут даны в последующих публикациях.

В исследованиях использованы материалы инструментальных наблюдений, а также макросейсмические, сейсмостатистические и сейсмотектонические данные, в различное время полученные ГФИ ВНЦ РАН, ИФЗ РАН (АН СССР), ИС АН Узбекистана (АН УзССР), ИМГиГ ДВО РАН (АН СССР).

Методология исследований

Подробное описание используемой в настоящих исследованиях технологии вероятностного анализа сейсмической опасности (probabilistic seismic hazard analysis или PSHA), можно найти в [11, 31]. Здесь приведем лишь ее краткое изложение.

Параметры сейсмических воздействий задаются в виде функции распределения вероятностей:

$$F(x) = P[X \le x], \tag{1}$$

где X – случайная величина (значение параметра сейсмического воздействия),

x – текущее значение величины X.

Данная функция строится на основе формулы полной вероятности, где условная вероятность описывает неопределенности, связанные с прогнозированием параметров колебаний грунта при возникновении очага землетрясения, а безусловная – неопределенности возникновения этого очага в данном месте в заданный промежуток времени. При оценке условной вероятности принято, что при одном землетрясении с магнитудой M=*m,* глубиной очага H=*h*, на расстоянии *D=d* случайная величина *X* имеет лог. нормальное распределение вероятностей:

$$P_{N(M=m;H=h;D=d)=1}\left[X \le x_i\right] = \frac{1}{\sigma_x \sqrt{2\pi}} \int_{x_{\min}}^{x_i} e^{-\frac{(x-a)^2}{2\sigma_x^2}}\, dx. \qquad (2)$$

Здесь x_i – текущее значение параметра X; *a* и σ_x – математическое ожидание и стандарт логарифма величины *X*.

Оценками в соответствии с выражением (2) задача прогноза возможных сейсмических воздействий не исчерпывается. Нужно количественно учесть вероятность возникновения такого землетрясения, а в общем случае – вероятность возникновения всех потенциально опасных для данного участка землетрясений за достаточно длительный промежуток времени.

Если глубину одного возникшего очага землетрясения *H* заранее можно определить лишь в некотором интервале, то на основании выражения (2) можно записать:

$$P_{N(M=m;D=d)=1}\left[X \le x\right] = \sum_{H_{\min}}^{H_{\max}} \left\{P_{N(M=m;H=h;D=d)=1}\left[X \le x\right] \cdot P_{M=m}\left[H = h\right]\right\}, \qquad (3)$$

где $P_{M=m}[H=h]$ – вероятность того, что глубина *H* центра тяжести очага землетрясения с M = *m* будет равна *h.*

Повторяемость землетрясений учитывается путем перехода от функции распределения при одном землетрясении с заданными M и *D* к функции распределения при хотя бы одном землетрясении с заданными M и *D*:

$$P_{N(M=m;D=d)\ge 1}\left[X \le x\right] = \sum_{N=0}^{n} \left\{\left(P_{N(M=m;D=d)=1}\left[X \le x\right]\right)^n \cdot P_{M=m}\left[N = n\right]\right\}. \qquad (4)$$

Здесь $P_{M=m}[N=n]$ – вероятность того, что число *N* землетрясений с M=*m* в заданный промежуток времени будет равно *n.* Она вычисляется, считая, что *N* распределено по закону Пуассона:

$$P_{M=m}\left[N = n\right] = \frac{\left(\lambda_m t\right)^n}{n!}\, e^{-\lambda_m t}\ , \qquad (5)$$

где l_m – среднее число землетрясений с M=*m* в единицу времени; *t* – рассматриваемый промежуток времени. *n* – ожидаемое число землетрясений. Для всех потенциально опасных при заданном расстоянии землетрясений с магнитудами от M_{min} до M_{max}:

$$P_{N(D=d)\ge 1}\left[X \le x\right] = \prod_{M_{\min}}^{M_{\max}} P_{N(M=m;D=d)\ge 1}\left[X \le x\right]. \qquad (6)$$

И, наконец, для всех потенциально опасных расстояний от D=0 (ближняя зона) до $D=d_{max}$:

$$P_{N\geq 1}\left[X \leq x\right] = \prod_{d=0}^{d_{\max}} P_{N(D=d)\geq 1}\left[X \leq x\right]. \quad (7)$$

Средний период повторяемости воздействий выше данного уровня можно оценить из выражения:

$$P_{X>x}\left[N = 0\right] = e^{-\gamma_x t}\ , \quad (8)$$

приняв предположение, что число таких воздействий также подчиняется закону Пуассона с параметром γ_x. Параметр γ_x при этом характеризует среднюю частоту превышений, а средний период таких превышений будет, соответсвенно, равен обратной величине от $\gamma_{x.}$

Для производства расчетов вся поверхность рассматриваемой территории (рис. 1) разбивается на квазиоднородные элементарные участки (с учетом толщины сейсмогенерирующего слоя, объема). Оценки воздействий производятся для каждого относящегося к территории РСО-Алания элементарного участка и представляют собой суперпозицию воздействий от всех потенциально опасных очагов, центры тяжести которых (с учетом вероятности этих событий) могут возникнуть под данным элементарным участком (т.е. в данном элементарном объеме), а также во всех других элементарных объемах.

Размеры элементарных участков по поверхности приняты равными 5 км x 5 км, что обеспечивает достаточную детальность и точность построений. Описанная схема расчетов является основной. Помимо нее для итоговых построений привлечены также другие (дополнительные) оценки, например, из [4, 7, 8] и др.

Региональные модели сейсмичности и сильных движений грунта

Для оценки параметров a, σ и λ из выражений (2) и (5), а также вероятностей из выражения (3) разработаны региональные модели сейсмичности и сильных движений грунта (СДГ), подробно (включая исходные данные и математические построения) описанные в статьях [14, 15]. Здесь отметим лишь, что при их разработке использовались все доступные нам региональные и мировые сейсмогеологические данные и в сокращенном виде приведем полученные результаты.

Модели сейсмичности. К ним относятся модели, описывающие: зоны возникновения очагов землетрясений (зоны ВОЗ); размеры, механизмы и ориентацию очагов; повторяемость землетрясений во времени и распределение их по глубине.

Принятая модель зон ВОЗ приведена на рисунке 1. Это видоизмененные нами модели из [6, 29], где в линеаментных зонах дополнительно выделены осевые и боковые подзоны с разными вероятностями возникновения в них землетрясений.

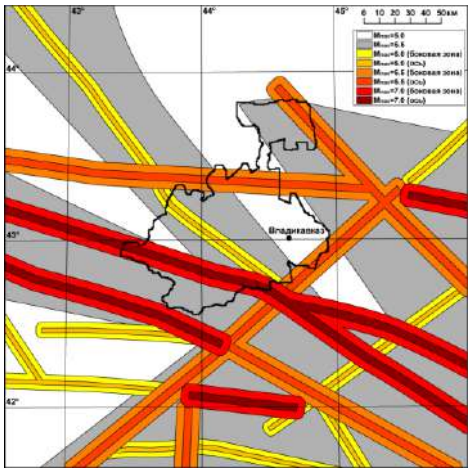


Рис. 1. Зоны ВОЗ с различными M_{max}. Жирная черная линия – граница территории РСО-Алания

По данным различных исследований принято, что потенциально опасные для изучаемой территории очаги землетрясений имеют взбросо-сдвиговый механизм подвижки.

Модели для оценки параметра λ из выражения (2) и вероятностей $P_{M=m}[H=h]$ из выражения (3) (рисунки 2 и 3) получены статистическим объединением разработанных на базе имеющихся каталогов наших оценок с соответствующими версиями других авторов.

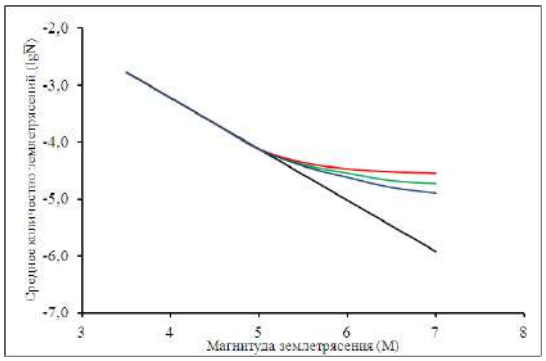


Рис. 2. Логарифмы среднего числа ($\overline{N}$) землетрясений разных магнитуд (M) (приведено к площади 5км×5км и времени 1 год). Черный цвет – средние по району; зеленый, красный и синий цвета – для зон ВОЗ с разными M_{max} без деления на осевые и боковые подзоны, для осевых и для боковых подзон, соответственно

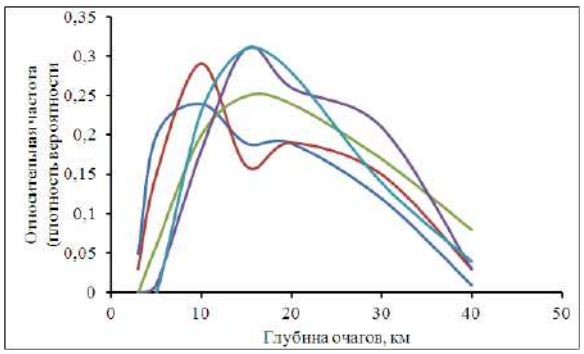


Рис. 3. Эмпирические функции распределения плотности вероятности глубин потенциально опасных очагов землетрясений разных M. Синий, красный, зеленый, фиолетовый и голубой цвета – для M=3,4,5,6 и 7, соответственно

Очаги (поверхности главных разрывов в очагах) задаются в виде эллиптических площадок, большая ось которых горизонтальна, а меньшая наклонена под углом ≈60°. Размеры этих площадок, выбранные по рекомендациям из [10, 17; 27, 30, 32]; приведены в таблице 1. Для очагов землетрясений небольших магнитуд, принята произвольная азимутальная ориентация. Для землетрясений M=6-7 допускалось отклонение основного разрыва в очаге от направления соответствующей зоны ВОЗ (рис. 1) до 30°.

Таблица 1

Размеры очагов землетрясений разных магнитуд ($\overline{M}$), потенциально опасных для территории РСО-Алания.

Очаги	$\overline{M}$ =3,5	$\overline{M}$ =4,0	$\overline{M}$ =4,5	$\overline{M}$ =5,0	$\overline{M}$ =5,5	$\overline{M}$ =6,0	$\overline{M}$ =6,5	$\overline{M}$ =7,0
Ширина, км	1,12	1,85	3,03	4,94	8,04	12,9	19,2	29,1
Длина, км	1,12	1,88	3,25	5,49	9,35	16,3	26,9	49,2

Модели СДГ. На рисунке 4 приведены итоговые и принятые в дальнейших расчетах модели *PGA*(*M,D*), *I*(*M,D*). *T*(*M,D*), и τ(*M,D*) Они представляют собой базовые («среднестатистические»)оценки,которыезатемкорректировалисьподсейсмогеологические условия исследуемого региона. Базовые оценки получены с использованием данных двух типов. Первый – это обычные статистические построения на основе измерений по более чем 2,5 тысячам инструментальных записей СДГ, имеющих также независимые определения балльности сотрясений. Сюда же отдельно входит статистический анализ результатов макросейсмических обследований нескольких десятков сильных землетрясений.

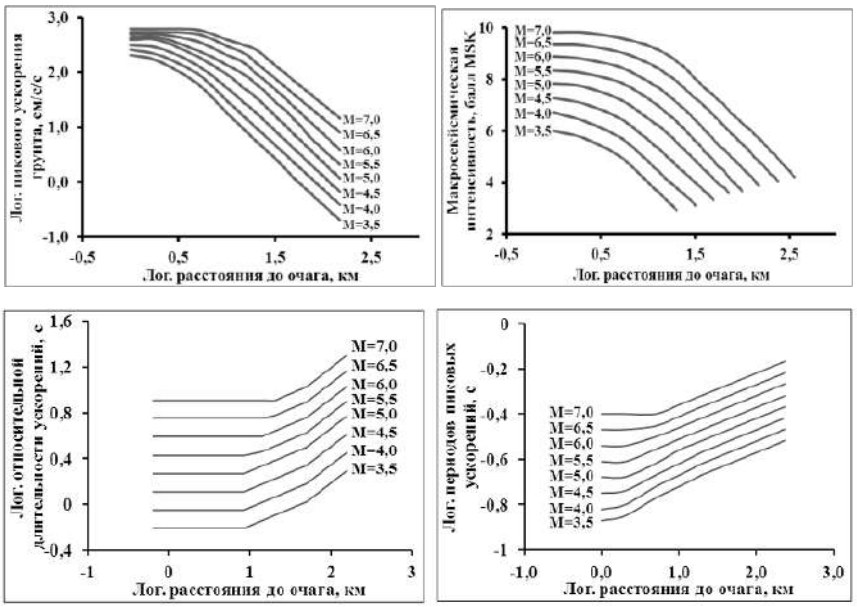


Рис. 4. Наиболее вероятные значения пиковых ускорений, соответствующих им периодов, длительностей и балльностей сотрясений грунта на различных расстояниях от очагов землетрясений разных магнитуд (M)

Второй (это относится только к параметрам *PGA* и *I*) – анализ и обобщение разработанных разными авторами для разных сейсмоактивных районов 35-ти зависимостей *PGA*(*M,D*) и 23-х зависимостей *I*(*M,D*), соответственно. В этом случае анализируются уже итоговые зависимости, каждая из которых сама является обобщением сотен, а иногда и тысяч отдельных замеров *PGA* и *I* с соответствующими M и *D*. Объединение этих двух типов данных многократно увеличивает статистический объем первичной информации, что положительно влияет на получаемые результаты. Коррекция (повышение на 5–15% уровней *PGA* и *I* в ближних зонах землетрясений и коэффициентов затухания с расстоянием) выполнена с учетом сопоставительных оценок, полученных ранее нами, а также другими исследователями для районов с разными сейсмотектоническими условиями. Региональные модели *T*(*M,D*) и τ(*M,D*), с учетом рекомендаций из [7, 19, 20], приняты в виде базовых соотношений, без их корректировки.

Помимо показанной на рисунке 4 «традиционной» модели *I*(*M,D*) разработана «спектральная» модель балльности, основанная на установленной нами ранее связи между интенсивностью сотрясений и уровнями спектра Фурье (|*S*|(*f*)). Функции затухания балльности в этом случае рассчитываются из функций затухания спектров.

Модели спектров Фурье задавались в виде набора функций |*S*|(M,*D*,*f*) для каждой из 18 спектральных составляющих, логарифмически равномерно распределенных в инженерном диапазоне частот 0,28-22Гц. Модели *S*|(M,*D*,*f*) строились так же, как и модели *PGA*(*M,D*) и *I*(*M,D*) – сначала «среднестатистическая» база, а затем она корректировалась с учетом региональных условий. Базовые оценки разработаны на основе анализа 2540 спектров ощутимых и сильных землетрясений мира. При оценке спектров в ближней зоне использовались также спектры, восстановленные по данным макросейсмических обследований сильных землетрясений региона [12]. Элементы полученной в итоге региональной системы спектров и использованных исходных данных в качестве примера приведены на рисунке 5.

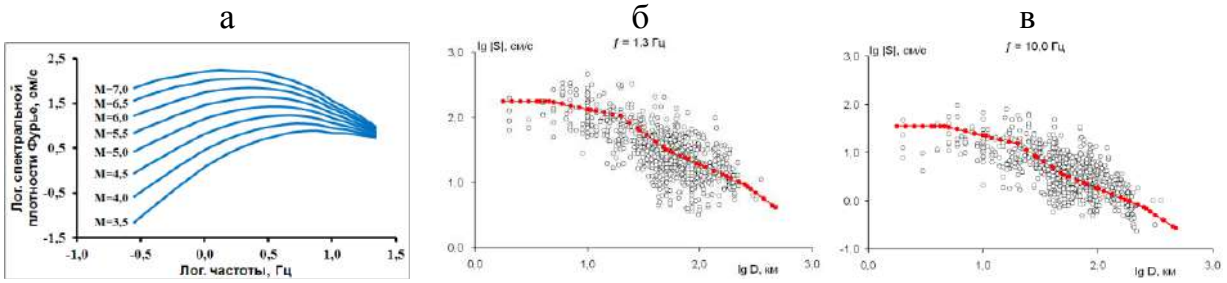


Рис. 5. Элементы моделей спектров Фурье для изучаемого района:
а – наиболее вероятные значения |S|(f) в ближней зоне землетрясений разных M;
б и в – значения |S|(D) для разных спектральных составляющих (f) при землетрясениях с M≈7,0 (пунктир – наиболее вероятные значения по модели настоящего исследования, кружки – зарегистрированные при реальных землетрясениях)

Перекрестные сопоставления моделируемых параметров сейсмических воздействий между собой показывают, что разработанные региональные модели СДГ хорошо согласованы и подтверждают друг друга. А сравнивая их с рядом известных разработок для других регионов [1, 17, 21-28] можно видеть, что они достаточно реалистичны и отвечают современному инженерно-сейсмологическому тренду.

Результаты и обсуждение

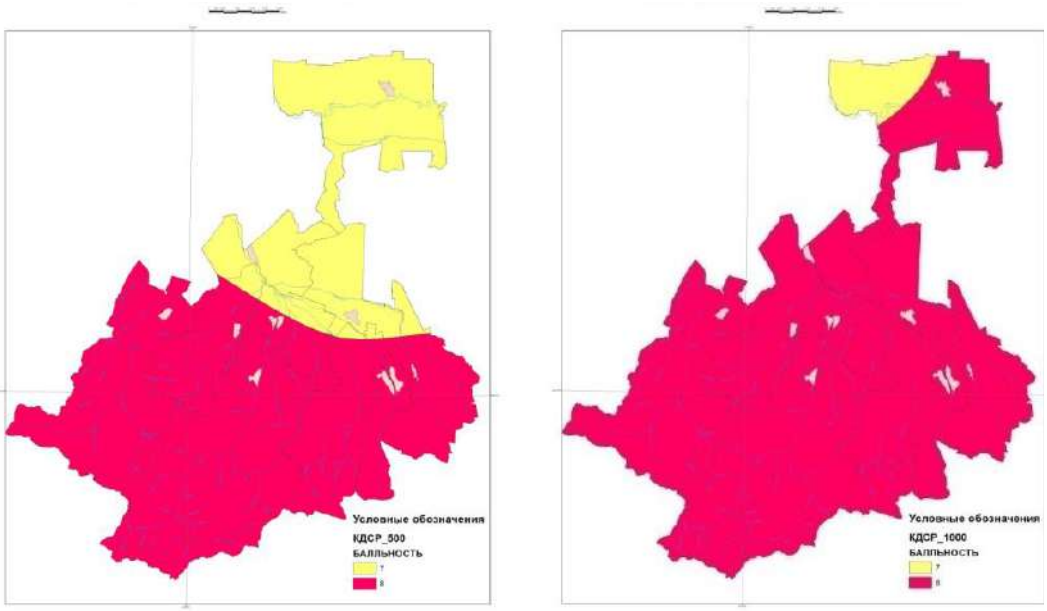
Итоговые оценки и картирование вероятных сейсмических воздействий осуществлено в несколько этапов. Сначала для каждого элементарного участка на территории РСО-Алания сделаны первичные (т.е. рассчитанные непосредственно по вышеописанным моделям СДГ) оценки значений *PGA* и *I* для землетрясений с *t*=500,1000,2500 и 5000 лет. На этом этапе оценки *I* выполнены в двух вариантах – с использованием «традиционной» и «спектральной» моделей балльностей. Сравнение полученных двух вариантов независимых оценок показало их близость, что говорит об их обоснованности и надежности. Оценки *PGA* сделаны в одном варианте – с использованием зависимостей, показанных на рисунке 4. Для выяснения степени их реалистичности, полученные оценки *PGA* несколькими способами пересчитаны в макросейсмические балльности, которые затем были сопоставлены с независимыми определениями *I*. Сопоставление показало высокую степень сходимости прямых и пересчитанных оценок по всей рассматриваемой территории и для всех *t*. Таким образом, проведенный анализ свидетельствует о том, что полученные для территории РСО-Алания первичные вероятностные оценки *PGA* и *I* в достаточной степени реалистичны и надежны и их можно использовать для последующих расчетов.

На втором этапе прямые и пересчитанные первичные оценки объединены, в результате чего получены итоговые значения *I* и *PGA*, которые для каждого *t* рассчитывались как средневзвешенные, когда прямым оценкам (основным) придан вес 3, а пересчитанным (вспомогательным) вес 1.

На третьем этапе, по полученным для элементарных участков итоговым оценкам *I* выделены районы с близкими балльностями. В соответствии с принятой в нормативах градацией [8], районирование по балльностям проведено с точностью до 1 балла *MSK*. Всего разработан комплект из 4-х карт – для *t* = 500, 1000, 2500 и 5000 лет. Примеры этих карт приведены на рисунке 6а.

По тому же принципу сделано районирование по ускорениям. Только здесь для удобства сопоставления и возможного применения полученные для элементарных участков итоговые оценки *PGA* пересчитаны в «нормативные» или «эффективные» ускорения ($a_{эфф}$), которые имеют физический смысл «коэффициента сейсмичности» или коэффициента А в выражении (5.2) из [8]. Пересчет сделан по соотношению $a_{эфф}$=0,75 *PGA*. Коэффициент А в нормативах имеет градацию 1,0м/с^2, 2,0м/с^2 и 4,0м/с^2 при *I* равном 7, 8 и 9 баллов *MSK*, соответственно. Такая же градация принята и при районировании территории по величине $a_{эфф.}$ Границы между зонами проведены по геометрическим средним между соседними градациями величины $a_{эфф.}$ Примеры полученных карт показаны на рисунке 6б.

а



б

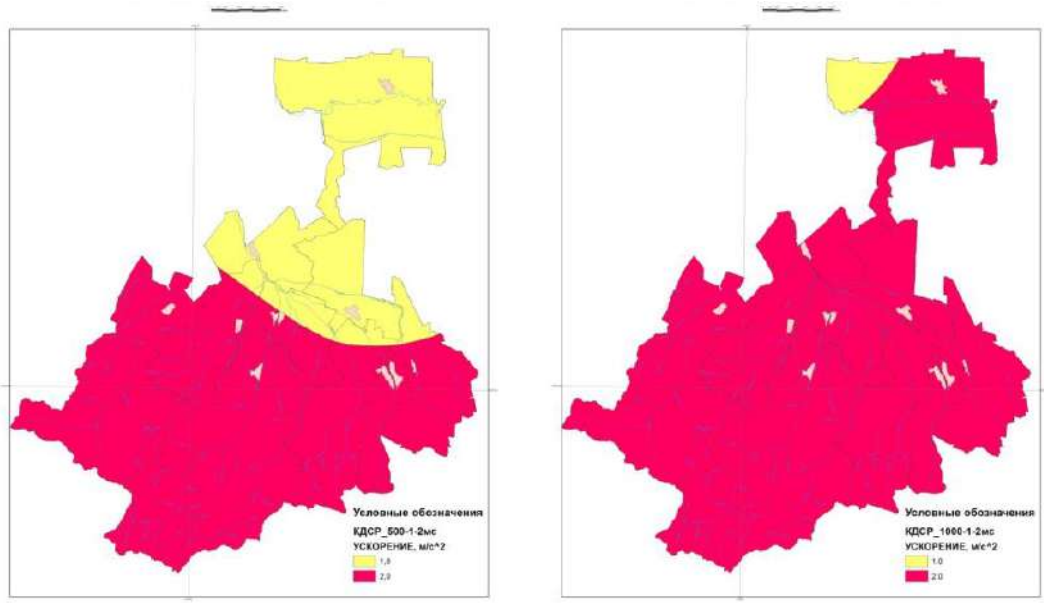


Рис. 6. Примеры вероятностных карт ДСР территории РСО-Алания:
а – интенсивности сотрясений для землетрясений с t=500 и 1000 лет в баллах MSK;
б – эффективные ускорения для землетрясений с t=500 и 1000 лет в м/с^2.

Приведенные примеры показывают, в том числе, высокий уровень совпадения в расположении выделенных независимыми способами зон различных балльностей и ускорений. Хорошую согласованность демонстрируют также аналогичные карты, построенные для землетрясений с t=2500 и 5000 лет. В целом высокий уровень согласованности распределения сейсмической опасности по зонам в сочетании с вышеупомянутой согласованностью «точечных» оценок, а также исходных моделей СДГ, может говорить о том, что в данном случае PSHA территории РСО-Алания выполнен в достаточной степени корректно, а полученные результаты обоснованы и надежны.

Вышеописанные результаты сопоставлены с оценками ОСР-2015 и предыдущей версии ДСР, полученными на базе технологий ОСР-97 и SEISRISK, концептуально совместимыми с технологией настоящего исследования. Сравнение показывает в целом более низкий уровень сейсмической опасности по версии настоящего исследования, чем по версии ОСР и, наоборот, более высокий, чем по более раннему варианту ДСР. Для оценки системности таких расхождений сформированы две выборки по 61 оценке I и PGA для t=500 лет, выполненных разными авторами примерно для одних и тех же территорий, расположенных в РСО-Алания, Ставропольском и Краснодарском краях, на Сахалине, Курильских островах, в Приморье и Приамурье, в Узбекистане, Алжире, Армении, на Тайване. Анализ этих данных показывает, что ближе всех к центру распределения общей выборки находятся наши оценки, оценки ОСР отклоняются в большую сторону, а оценки SEISRISK, наоборот, в меньшую. Следует отметить, что к сходным выводам относительно результатов ОСР-97 пришли авторы работ [18, 33].

Одна из возможных причин указанных расхождений может быть связана с тем, что, например, расчеты по схеме SEISRISK для коровых землетрясений в целях упрощения часто проводят для глубин очагов порядка 15 км для землетрясений всех M. Однако глубины большинства очагов небольших (но многочисленных) коровых землетрясений обычно несколько меньше, что учитывается в наших расчетах и соответственно несколько повышает итоговые оценки по сравнению с оценками по SEISRISK.

В случае же расхождений с результатами ОСР-2015 может иметь место обратный эффект. Здесь вариации глубин очагов землетрясений разных M учитываются, но используются для этого зависимости, дающие аномально малые глубины для очагов небольших энергий [29], что, в свою очередь, может привести к завышению и общей оценки опасности. Вторая возможная причина – относительно высокий (по сравнению с большинством известных моделей) уровень балльностей I и ускорений PGA по моделям СДГ применяемым в ОСР-2015.

Таким образом, проведенный сравнительный анализ показывает, что разработанные в настоящем исследовании оценки обладают и «внешней» согласованностью. То есть они, не вступая в противоречие с достигнутым на сегодняшний день уровнем знаний, позволяют получить новые более точные и детальные инженерно-сейсмологические данные по исследуемому региону.

Заключение

Подводя итог выполненным исследованиям можно резюмировать следующее.

1. Проведенный с помощью альтернативной технологии детальный и учитывающий сейсмогеологические особенности исследуемого района вероятностный анализ сейсмической опасности позволил получить новые уточненные оценки вероятных сейсмических воздействий, которые представлены в виде новой версии карты ДСР территории РСО-Алания.

2. Представленный вариант карты ДСР отражает результаты первого этапа исследований – вероятностного описания части исследуемых характеристик сейсмических воздействий (пиковых ускорений грунта и макросейсмических интенсивностей сотрясений грунта) и поэтому является предварительным. Далее к ним будут добавлены оценки вероятных периодов, длительностей, спектров и временных функций (акселерограмм) ускорений колебаний грунта, в результате чего окончательный вариант может несколько видоизмениться.

Литература

1. Аптикаев Ф.Ф., Ибрагимов Р.Н., Кнауф В.М. и др. Методические рекомендации по детальному сейсмическому районированию (проект) // Вопросы инженерной сейсмологии. Вып. 27. М.: Наука, 1986. С. 184-206.

2. Заалишвили В.Б. Сейсмическое микрорайонирование территорий городов, населенных пунктов и больших строительных площадок. М.: Наука, 2009. 349 с.

3. Заалишвили В.Б., Дзеранов Б.В., Габараев А.Ф. Оценка сейсмической опасности территории и построение вероятностных карт // Геология и геофизика Юга России. Владикавказ: ЦГИ ВНЦ РАН и РСО-А, 2011. №1 С. 48-58.

4. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации ОСР-97. Объяснительная записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах. Министерство науки и технологий, Российская Академия наук, Объединенный Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта. Москва, 1999 57 с.

5. Никонов А.А. Каталог ощутимых землетрясений Ставропольского края. Объединенный институт физики Земли РАН. 1995. 16 с.

6. Общее сейсмическое районирование территории Российской Федерации. Пояснительная записка к комплекту карт ОСР-2016 и список населенных пунктов, расположенных в сейсмоактивных зонах.//Инженерные изыскания. 2016. №7. С. 40-121.

7. Свод правил. СП XXX1325800.2017. Детальное сейсмическое районирование и сейсмомикрорайонирование для территориального планирования (Первая редакция).

Издание официальное. М., 2017. 32 с. // Интернет доступ: http://nopriz.ru/upload/iblock/9b4/sp_seism_raion.pdf

8. Свод правил СП 14.13330.2018. Строительство в сейсмических районах. СНиП II 7-81* М. Министерство строительства и жилищно-коммунального хозяйства Российской Федерации. М., 2018. 126 с.

9. Соколов В.Ю. О Моделировании пространственного распределения сильных движений грунта при оценках сейсмической опасности и риска. Вопросы инженерной сейсмологии. 2012. Т. 39, № 2. С. 5-22.

10. Уломов В.И. Об основных положениях и технических рекомендациях по созданию новой карты сейсмического районирования территории Российской Федерации. Сборник научных трудов «Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии». Вып.2-3. М., 1995. С. 9-26.

11. Чернов Ю.К. Сильные движения грунта и количественная оценка сейсмической опасности территорий. Ташкент. ФАН, 1989. 295 с.

12. Чернов Ю.К. Реконструкция вероятных спектров колебаний грунта при сильных землетрясениях Северного Кавказа по их макросейсмическому полю // В кол. монографии «Геолого-геофизические исследования глубинного строения Кавказа: геология и геофизика Кавказа: современные вызовы и методы исследований» / Под ред. В.Б. Заалишвили. Владикавказ: ГФИ ВНЦ РАН, 2017. С. 251-257.

13. Чернов Ю.К., Чернов А.Ю. Читишвили М.И. Модели сильных движений грунта для вероятностного детального сейсмического районирования территории РСО-Алания. Часть I // Геология и геофизика Юга России. 2019. №2. С. 95-105.

14. Чернов Ю.К., Заалишвили В.Б., Дзеранов Б.В. Модели сейсмичности для вероятностного детального сейсмического районирования территории РСО-Алания. // Геология и геофизика Юга России. 2018. №4. С. 162-178.

15. Шебалин Н.В. Оценка размеров и положения очага Спитакского землетрясения по макросейсмическим данным //Вопросы инженерной сейсмологии. Вып. 32. М.: Наука, 1991. С. 36-44.

16. Штейнберг В.В., Сакс М.В., Аптикаев Ф.Ф. и др. Методы оценки сейсмических воздействий (пособие) // Вопросы инженерной сейсмологии. Вып. 34. М.: Наука, 1993. С. 5-94.

17. Balassanian S., Ashirov T, Cheligze T. et. al. Seismic hazard assessment for the Caucasus test area //The global seismic hazard assessment program (GSHAP) 1992-1999. Annali di Geofisica, vol. 42, N 6 December 1999, P. 1139-1152.

18. Bommer J.J., Douglas J., Scherbaum F., Cotton F., Bungum H., Fäh D.On the selection of ground-motion prediction equations for seismic hazard analysis. Seismological Research Letters, 81, 2010, P. 783-793.

19. Boore D.M., Thompson E.M. Path durations for use in the stochastic-method simulation of ground motions. Bulletin of the Seismological Society of America, 104, 2014, P. 2541-2552, doi: 10.1785/0120140058

20. Boore D.M., Atkinson G.M. Ground-motion prediction equations for the average horizontal component of PGA, PGV, and 5%-damped PSA at spectral periods between 0.01 s and 10.0 s. Earthquake Spectra 24(1). 2008, P. 99-138.

21. Boore D.M., Joyner W.B., Fumal T.E. Estimation of Response Spectra and Peak Accelerations From Western North American Earthquake: An Interim Report. Part 2. U.S. Geological Survey Open – File Report 1994. P. 94-127.

22. Campbell K.W., Bozorgnia Y. NGA ground motion model for the geometric mean horizontal component of PGA, PGV, PGD and 5%-damped linear elastic response spectra at periods ranging from 0.1 s to 10.0 s. Earthquake Spectra 24(1). 2008, P. 139-171. https://doi.org/10.1193/1.2857546

23. Campbell K. W. and Y Bozorgnia Y. Near-Source Attenuation of Peak Horizontal Acceleration From Worldwide Accelerograms Recorded from 1957 to 1993. In: Proceedings, Fifth U. S. National Conference on Earthquake Engineering, July 10-14 1994 Chicago. Earthq. Engin. Resear. Instit, Oakland, California, Vol. III. 1994. P. 283-292.

24. Danciu L., Kale O., Akkar S. The 2014 earthquake model of the Middle East: ground motion model and uncertainties. Bulletin of Earthquake Engineering, 2016. doi: 10.1007/s10518-016-9989-1

25. Sadigh, K., J. Egan, and R. Youngs. Specification of Ground Motion for Seismic Design of Long Period Structures. Earthquake Notes 1986. P.57:13.

26. Sokolov V, Zahran H.M., El-Hadidy S.Y., El-HadidyM., Alraddi W.W. Seismic hazard assessment for Saudi Arabia using spatially smoothed seismicity and analysis of hazard uncertainty. Bull. Earthq. Eng. 15(7): 2017, P. 2695-2735. https://doi.org/10.1007/s10518-016-0075-5

27. The global seismic hazard assessment program (GSHAP) 1992-1999. Summary Volume. Annali di Geofisica. Vol. 42, N 6. December 1999. – 1232 p.

28. Ulomov V.I. et al. Seismic hazard of Northern Eurasia //.The global seismic hazard assessment program (GSHAP) 1992-1999. Annali di Geofisica. Vol. 42, N 6 December 1999, P. 1023-1038.

29. Vakov A.V. Relationships between earthquake magnitude, source geometry and slip mechanism. Tectonophysics 261(1-3), 1996, P. 97 – 113. https://doi.org./10.1016(0040)-1951(96)82672-2.

30. Vladislav Zaalishvili and Yu.K Chernov. Methodology of Detailed Assessment of the Seismic Hazard of The Republic of North Ossetia-Alania. The Open Construction and Building Technology Journal. DOI:10.2174/1874836801812010309, 2018, 12, P. 309-318.

31. Wells D.L., Coppersmith K.J. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. Bull. Seim. Soc. Am. Vol. 84. №4, 1994. P. 974-1002.

32. Zhang P., Yang Z., Gupta H.K., Bhatia S.C., Shedlock K.M. (1999) Global Seismic Hazard Assessment Program (GSHAP) in continental Asia //.The global seismic hazard assessment program (GSHAP) 1992-1999. Annali di Geofisica. Vol. 42, N 6 December 1999, P. 1167-1190.

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ОПАСНЫХ ПРИРОДНО-ТЕХНОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ. КАРТЫ СЕЙСМИЧЕСКОГО РИСКА ТЕРРИТОРИИ. ГИС-ТЕХНОЛОГИИ

УДК 551.524.3

МОДЕЛИРОВАНИЕ СНИЖЕНИЯ РИСКОВ В СЕЛЬСКОМ ХОЗЯЙСТВЕ, СВЯЗАННЫХ С ОПАСНЫМИ ПОГОДНЫМИ ЯВЛЕНИЯМИ

Ашабоков Б.А.[1,2], Ташилова А.А.[1], Кешева Л.А.[1], Теунова Н.В.[1]

[1]ВГИ Росгидромета, Нальчик, Россия

[2]ИИПРУ КБНЦ РАН, Нальчик, Россия

Аннотация. В работе обсуждаются возможные подходы к снижению рисков, связанных с опасными погодными явлениями. На примере градобитий в рамках теории принятия решений предложена формулировка задачи снижения потерь сельского хозяйства от данного явления. Проблема является задачей принятия решений в условиях риска. Обсуждаются особенности информационного обеспечения задачи. Приводятся результаты модельных расчетов, которые были проведены для анализа эффективности предложенного метода.

Введение

В последние десятилетия вследствие изменения климата наблюдается устойчивое повышение частоты и разрушительной силы опасных погодных явлений [7]. Число таких явлений на территории РФ, например, ежегодно увеличивается в среднем на 6–7%, наблюдается увеличение их масштабов и интенсивности и, как следствие, происходит увеличение материального ущерба и числа человеческих жертв [4,5]. Прямые и косвенные ущербы от этих явлений составляют 4–5% от валового национального продукта страны.

Очевидно, что последствия такой тенденции в динамике опасных погодных явлений могут быть крайне негативными для окружающей среды и различных сфер деятельности. Особенно значительными они могут оказаться для горных территорий. Это приведет к существенной трансформации структуры экономики и населения на этих территориях.

В настоящее время считается, что в будущем характер функционирования социально-экономических систем всех уровней будет определяться величиной потерь от этих явлений [7], что делает чрезвычайно актуальной проблему разработки научно обоснованных методов снижения рисков, связанных с опасными погодными явлениями. Отметим, что в настоящее время этой проблеме уделяется большое внимание. Вместе с тем, разработка достаточно эффективных мероприятий встречает серьезные трудности.

Основные подходы к снижению рисков, связанных с опасными явлениями погоды

Для снижения рисков, связанных с опасными погодными явлениями, возможно использование двух подходов. Одним из них (назовем его активным) является вмешательство в те природные процессы, которые сопровождаются опасными погодными явлениями. В качестве примера можно отметить, что для снижения потерь сельского хозяйства, связанных с градобитиями или нехваткой влаги в почве, с целью управления процессами осадкообразования (с целью предотвращения образования града или увеличения осадков из облаков) в

широких масштабах проводятся работы по активному воздействию на облака. Можно даже сказать, что данный подход является единственным, который используется для предотвращения градобитий. Методы и технологии активного воздействия на облака интенсивно развиваются со второй половины прошлого века, а практические работы по воздействию на конвективные облака с целью предотвращения градобитий и регулирования осадков проводятся во многих странах. Но, несмотря на все успехи физики облаков и активных воздействий на них [3], устойчивое увеличение потерь от градобитий, видимо, будет продолжаться. Это будет связано с двумя причинами: во-первых, эффективность методов активного воздействия на облака пока еще нельзя считать достаточно высокой, во-вторых, вследствие потепления климата наблюдается устойчивый рост таких характеристик опасных погодных явлений, как частота и мощность, и, кроме этого, происходит расширение охватываемых этими явлениями территорий [7]. Состояние физики облаков и активных воздействий на них, а также направления ее развития изложены в работе [3].

Другой подход к снижению рисков (назовем его пассивным) не предполагает вмешательства в процессы, сопровождающиеся опасными погодными явлениями. В качестве примера можно отметить, что данный подход можно считать единственным, который используется для снижения рисков, связанных со склоновыми процессами.

Предлагаемый ниже подход к снижению потерь сельского хозяйства от градобитий не предполагает активного воздействия на процессы осадкообразования в облаках. Он основан на использовании того, что сельскохозяйственные культуры в разной степени подвержены влиянию опасных погодных явлений, что делает подбор структуры производства сельскохозяйственных культур механизмом управления потерями сельского хозяйства от этих явлений. Отметим, что данный подход к снижению потерь сельского хозяйства, связанных с градобитиями и засухами, до настоящего времени не получил распространения, что может быть связано с трудностями разработки методов и моделей, необходимых для практического его использования. Эти трудности в основном обусловлены нехваткой информации, необходимой для их разработки, что делает перспективным рассмотрение данной проблемы в рамках теории принятия решений [6,8].

В случае, градовых процессов, например, потери сельского хозяйства зависят от множества факторов. К ним относятся характеристики градовых осадков (распределение по размерам градин, их концентрация, продолжительность и площадь выпадения града и т.д.) и производственно-экономические показатели сельского хозяйства в момент выпадения града. А, как известно, имеющаяся информация о градовых процессах ограничена приближенными и часто неполными данными о концентрации и распределении по размерам градин на земле, о частоте и площади выпадения града и т.д. Кроме этого, результаты исследований зависимости повреждаемости сельхозкультур градом от фазы их развития и характеристик градовых осадков пока еще существенно ограничены. Такие особенности имеющейся информации являются источником серьезных трудностей при решении таких задач, как формирование множества мероприятий (действий), которые можно использовать для снижения потерь от градобитий, и выбор наиболее приемлемого мероприятия из этого множества.

Постановка задачи снижения рисков в сельском хозяйстве, связанных с опасными агрометеорологическими явлениями

Как уже отмечалось, особенности информационного обеспечения делают естественным рассмотрение данной проблемы в рамках теории принятия решений. Для конкретных опасных погодных явлений и конкретных отраслей экономики, включая и сельское хозяйство, данную задачу можно рассматривать как однокритериальную задачу принятия решений, что в значительной степени облегчает ее решение. Одной из проблем формулировки данной задачи для конкретного опасного погодного явления является формирование множества мероприятий $A_1, A_2, A_3,...,A_M$, которые можно использовать для снижения потерь от опасного погодного явления.

Обозначим через $U_1, U_2, U_3, \ldots, U_N$ возможные варианты проявления опасного явления погоды на рассматриваемой территории в предстоящем году (в случае градобитий таким вариантами будут значения одного из показателей, определяющих ущерб сельского хозяйства от градовых процессов). Тогда каждой паре (A_i, U_j) можно поставить в соответствие некоторый исход S_{ij} ($i=1,2,..,M; ,j=1,2,...,N$), который будет равен значению одного из показателей, характеризующих влияние опасного явления погоды на сельское хозяйство. В качестве исхода может быть использован, например, валовой объем производства продукции, величина потерь от града, величина спасенного урожая и др. Для выбора наиболее приемлемого из мероприятий $A_1, A_2, A_3,...,A_M$ следует составить таблицу 1, которую можно считать моделью принятия решения по снижению потерь от града [8]:

Таблица 1

Исходы S_{ij}, соответствующие мероприятиям A_i и состояниям U_j сельского хозяйства

	U_1	U_2	U_3	---	U_N
A_1	S_{11}	S_{12}	S_{13}	---	S_{1N}
A_2	S_{21}	S_{22}	S_{23}	---	S_{2N}
A_3	S_{31}	S_{32}	S_{33}	---	S_{3N}
---	---	---	---	---	---
A_M	S_{M1}	S_{N2}	S_{M3}	---	S_{MN}

Для конкретного опасного явления – градобитий остановимся на двух способах формирования множества $A_1, A_2, A_3,...,A_M$. Следует иметь в виду, что качество принимаемого решения по снижению рисков в существенной степени будет зависеть от удачного формирования данного множества. При этом к этим мероприятиям могут быть предъявлены определенные требования. В случае градобитий, например, ими могут быть требования к объемам производства сельхозкультур, а также требования к финансовым и другим ресурсам, которые должны быть использованы для их производства.

В случае таких опасных явлений, как градобития и засухи возможны два способа формирования данного множества. Первый способ основан на определении элементов

множества A_1, A_2, A_3,...,A_M путем подбора структур сельскохозяйственных культур с учетом ограничений, наложенных на объемы их производства и на объемы используемых для этой цели ресурсов. В качестве недостатков данного способа можно отметить то, что, во-первых, элементы полученного множества могут оказаться далекими от наиболее приемлемого мероприятия и, во-вторых, формирование данного множества может оказаться достаточно трудоемким.

Отметим еще, что элементами множества U_1, U_2, U_3 ,…,U_N должны быть такие характеристики градовых процессов, которые можно использовать для определения исходов S_{ij} ($i=1,2,..,M$; ,$j=1,2,...,N$). Наличие множеств A_1, A_2, A_3,..., A_M и U_1, U_2, U_3 ,…,U_N позволяет определять исходы. Зная их, выбор наиболее приемлемого из множества мероприятий можно осуществить с использованием одного из известных критериев [8].

Для исследования возможности использования данного подхода для принятия решений по снижению рисков в сельском хозяйстве были проведены некоторые расчеты. Для нахождения U_1, U_2, U_3,…,U_N был проведен анализ данных о частоте выпадения града в Прохладненском районе КБР за 50-летний период времени, в результате данную характеристику градовых процессов удалось представить в виде случайной величины (таблица 2). Отметим, что наличие такой информации об опасных погодных явлениях позволяет рассматривать выбор наиболее приемлемого мероприятия в виде задачи принятия решений в условиях риска. Случаи выпадения града рассматривались как независимые события. Следует отметить, что анализу и прогнозу изменения климата в различных климатических зонах посвящено достаточно много работ [1,2].

Таблица 2

Число дней с градом (N) и соответствующие различным его значениям вероятности p_i (i = 1,2,3,4), полученные по данным за 1958-2008 гг.

N	0	1	2	3
p_i	0,59	0,31	0,08	0,02

Из таблицы можно заметить, что максимальное количество градовых процессов в природно-климатических условиях района не превышает 3 за год. В этом случае элементами множества U_1, U_2, U_3,…,U_N будут соответствующие различным значениям N вероятности p_1, p_2, p_3, p_4. Площади выпадения града были оценены, исходя из многолетних наблюдений. При проведении расчетов были использованы следующие значения: S_1=600, S_2=1000, S_3=700 га. Расчеты проводились для основных культур, которые производятся в данном районе: пшеница, кукуруза, овес, картофель. Кроме этого, использовались данные Госкомстата КБР о производственно-экономических показателях сельского хозяйства данного района. Что касается повреждаемости культур градом, то были использованы результаты проведенных в Высокогорном геофизическом институте полевых исследований для пшеницы и кукурузы [9,10]. По результатам этих исследований, при одних и тех же характеристиках града повреждаемость пшеницы заметно выше, чем повреждаемость кукурузы. В случае, когда кинетическая энергия градин равна 100 Дж/м^2, например, для повреждаемости кукурузы и пшеницы были получены следующие значения $k_к$=0,37 (или 37%) и $k_п$=0,7 (или 70%).

Для остальных культур из-за отсутствия таких исследований использовались результаты опроса специалистов. Повреждаемость овса, по этим данным, меньше чем повреждаемость пшеницы. Было предположено, что соответствующая отмеченному значению кинетической энергии градин повреждаемость овса равна 60%.

Расчеты проводились для следующих структур производства отмеченных культур (указаны площади, занимаемые пшеницей, кукурузой, овсом и картофелем на первом, втором и третьем участках):

1. 300,100,100,100 га, 500,200,200,100 га, 300, 200, 100, 100 га.
2. 300,100,100,100 га, 500,200,200,100 га, 300, 200, 100, 100 га.
3. 240,160,100,100 га, 400,300,200,100 га, 240, 260, 100, 100 га.
4. 210,190,100,100 га, 350,350,200,100 га, 210, 290, 100, 100 га.
5. 150,250,100,100 га, 250,450,200,100 га, 150, 350, 100, 100 га.
6. 240,100,160,100 га, 400,200,300,100 га, 240, 200, 160, 100 га.
7. 150,100,250,100 га, 250,200,450,100 га, 150, 200, 250, 100 га.
8. 240,100,100,160 га, 400,200,200,200 га, 300, 200, 100, 100 га.
9. 150,100,100,250 га, 250,200,200,350 га, 150, 200, 100, 250 га.
10. 300,100,80,120 га, 500,200,160,140 га, 300, 200, 80, 120 га.

Можно заметить, что множество мероприятий для снижения потерь сельского хозяйства от града состоит из 10 элементов. Валовые объемы производства продукции (млн. руб.) при отсутствии града (*V0*) и при его выпадении (*VГ*) на рассматриваемых участках приводятся в таблице 3. Значения этих показателей на *i* – ом участке были вычислены с помощью выражений:

$$V0_i = \sum_{j=1}^{4} x_{ij} У_{ij} Ц_{ij}, \qquad VГ_i = \sum_{j=1}^{4} (1-k_{ij})\, x_{ij} У_{ij} Ц_{ij}, \qquad (i=1, 2, 3) \tag{1}$$

где $x_{i1}, x_{i2}, x_{i3}, x_{i4}$ – площади, занимаемые культурами на *i* -ом участке, $У_{i1}$, $У_{i2}$, $У_{i3}$, $У_{i4}$ – урожайности, $Ц_{i1}$, $Ц_{i2}$, $Ц_{i3j}$, $Ц_{i4}$ – цены реализации и k_{i1}, k_{i2}, k_{i3}, k_{i4} – повреждаемости градом этих же культур на *i* -ом участке (i = 1, 2, 3).

Таблица 3

Валовой объем производства продукции на рассматриваемых участках при отсутствии града ($V0_1$, $V0_2$, $V0_3$) и при его выпадении ($VГ_1$, $VГ_2$, $VГ_3$) ожидаемые значения валового сбора культур (V), соответствующие действиям 1-10 (млн. руб.)

	$V0_1$	$VГ_1$	$V0_2$	$VГ_2$	$V0_3$	$VГ_3$	V
	P_{10} =0,59	$P_{1Г}$ =0,31	P_{20} =0,92	$P_{2Г}$=0,08	P_{30}=0,98	$P_{3Г}$=0,02	
1	46,5	30,3	60,9	36,6	51,8	33,6	147,2
2	47,1	31,0	61,8	37,7	52,4	34,3	149,4
3	47,7	31,7	62,8	38,9	53,0	35,0	151,5
4	48,2	32,4	63,7	40,1	53,5	35,7	153,4
5	49,4	33,8	65,6	42,4	54,7	37,1	157,7
6	45,8	30,2	59,7	36,5	51,1	33,6	145,0
7	44,8	30,1	58,0	36,3	50,1	33,4	141,8
8	61,7	43,5	86,2	58,5	67,0	46,8	200,5
9	84,5	63,2	124,2	91,5	89,8	66,6	280,4
10	51,8	34,7	71,5	45,4	57,1	38,1	167,5

Обращает на себя внимание то, что валовые объемы производства продукции на всех участках при отсутствии града и при его выпадении существенно зависят от структуры сельскохозяйственных культур. В случае мероприятий 7 и 9, например, разброс между значениями данного показателя при отсутствии града на втором участке составляет 66,2 млн. руб., что заметно больше минимального его значения. При выпадении града наблюдается некоторое уменьшение разброса между этими показателями (до 55,2 млн. руб.), что может быть связано с уменьшением валового объема производства продукции.

Для выбора более эффективной структуры производства сельскохозяйственных культур был использован критерий Лапласа [8]. Согласно данному критерию, наилучшей из структур считается та, которой соответствует максимум ожидаемого валового объема производства продукции. В связи с этим, пользуясь данными таблицы 2, следует определить вероятности отсутствия (P_{10}, P_{20}, P_{30}) и выпадения града ($P_{1Г}$, $P_{2Г}$, $P_{3Г}$) на участках 1, 2 и 3. Эти вероятности указаны в таблице 3. Ожидаемые объемы производства продукции, соответствующие различным структурам сельскохозяйственных культур, вычисляются с помощью выражения

$$V = P_{10} V0_1 + P_{20} V0_2 + P_{30} V0_3 + P_{1Г} VГ_1 + P_{2Г} VГ_2 + P_{3Г} VГ_3 \quad (2)$$

Из таблицы 3 видно, что наилучшим является девятое мероприятие, которому соответствует V=280,4 млн. руб., а наихудшим – седьмое мероприятие (V=141,8 млн. руб.). Разброс между этими значениями V, как видно из таблицы, составляет 138,6 млн. руб. Он незначительно меньше ожидаемого объема производства продукции, соответствующего седьмому мероприятию. Вместе с тем, разница между структурами сельскохозяйственных культур, соответствующим этим мероприятиям, заключается лишь в том, что площадь, занимаемая картофелем в мероприятии 9, увеличена на всех участках за счет площади, занимаемой овсом. Таким образом, для снижения потерь от града в предстоящем году следует использовать структуру, соответствующую мероприятию (или действию) [9].

Результаты решения модельных задач показывают, что предложенный подход к снижению потерь сельского хозяйства, связанных с градобитиями, является эффективным и его можно использовать для решения практических задач.

Выводы

Предложен подход по снижению потерь сельского хозяйства от такого опасного агрометеорологического явления, как градобития. В качестве механизма снижения потерь в подходе используется различие повреждаемости сельскохозяйственных культур градом. Соответственно, управление потерями сельского хозяйства от данного опасного погодного явления осуществляется путем вариации структуры производства сельскохозяйственных культур. В рамках теории принятия решений сформулирована модель снижения потерь сельского хозяйства с помощью данного подхода, которую удалось свести к решению задачи оптимизации (задача линейного программирования). Результаты модельных расчетов показали высокую эффективность подхода для снижения потерь сельского хозяйства от градобитий.

Литература

1. Архестов, Г.Х. Анализ и прогноз изменений режима осадков в предгорной части территории Кабардино-Балкарской Республики // Известия КБГУ. 2014. Т.4, №4. С. 5-11.

2. Архестов, Г.Х., Балкизова А.Х., Орсаева И.М. Об одном походе и некоторых результатах прогнозирования динамики агроклиматических ресурсов // Известия Кабардино-Балкарского научного центра РАН. Нальчик, 2014. №1(56). С. 17-23.

3. Ашабоков Б.А., Федченко Л.М., Шаповалов А.В., Шаповалов В. А. Физика облаков и активных воздействий на них. Нальчик: Печатный двор, 2017. 240 с.

4. Ашабоков Б.А., Ташилова А.А., Кешева Л.А., Теунова Н.В. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2016 год. Разделы «Температура», «Осадки», Росгидромет. Москва, 2017. 70с.

5. Балкизова А.Х, Ташилова А.А., Пшихачева И.Н. Основные этапы и задачи проблемы адаптации аграрного сектора к изменениям климата // Материалы Международного симпозиума «Устойчивое развитие: проблемы, концепции, модели». 28 июня – 3 июля, 2013 г. Нальчик: КБНЦ РАН, 2013. Т. 1. С. 106-109.

6. Кини Р.Л., Райфа Х. Принятие решений при многих критериях: предпочтения и замещения. М.: Радио и связь, 1981. 560 с.

7. Парниковый эффект, изменение климата и экосистемы / Под ред. Б. Болина, Б. Дееса, Дж. Ягера, Р. Уорика. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. 558 с.

8. Таха Х. Введение в исследование операций. Т.2. М.: Мир, 1985. 496 с.

9. Тлисов М.И., Таумурзаев А.Х., Федченко Л.М., Хучунаев Б.М. Физические характеристики града и повреждаемость сельскохозяйственных культур // Труды ВГИ. 1987. Вып. 74. С. 137-144.

10. Тлисов М.И., Таумурзаев А.Х., Федченко Л.М., Хучунаев Б.М. Кинетические характеристики града и повреждаемость сельскохозяйственных культур // Труды Всесоюзного Семинара «Активные воздействия на градовые процессы и усовершенствование льдообразующих реагентов для практики активных воздействий». 1991. С. 75-77.

УДК 550.34, 004.4

ГЕОИНФОРМАЦИОННЫЕ СИСТЕМЫ В ГЕОФИЗИКЕ. ПРАКТИЧЕСКАЯ РЕАЛИЗАЦИЯ ГЕОИНФОРМАЦИОННОЙ СИСТЕМЫ С ПОДДЕРЖКОЙ МОДЕЛИРОВАНИЯ ПОСЛЕДСТВИЙ ОПАСНЫХ ПРИРОДНО-ТЕХНОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Заалишвили В.Б., Кануков А.С.

ГФИ ВНЦ РАН, Владикавказ,Россия

Аннотация. На основе современных технологий разработана структурно-функциональная модель информационной системы обеспечения градостроительной деятельности. Данная модель использована в качестве основы для создания моделирующей геоинформационной системы. В виде отдельного структурного элемента в систему интегрирована информационная база данных о сейсмичности и сейсмических рисках, включающая в себя карты детального сейсмического районирования (ДСР) Республики Северная Осетия-Алания и карты сейсмического микрорайонирования территории населенных пунктов – административных центров Республики Северная Осетия-Алания.

На территории г. Владикавказа выделены участки с различной глубиной залегания галечников и мощностью глинистого и суглинистого покрова на галечниках, которые являются основными показателями, определяющими категорию сейсмичности грунтов по СНиП-II-7-81*. Создан ГИС-проект «База данных геологической информации территории г. Владикавказа», включающий информацию о пробуренных на территории города скважинах с подробным описанием грунтов. Данная база интегрирована в разработанную систему, что позволяет использовать её в качестве одного из основных источников информации в задаче моделирования последствий опасных природно-техногенных процессов.

Геоинформационное моделирование в настоящее время является всё ещё сравнительно молодой областью научных исследований, которая охватывает обширный круг вопросов по созданию и использованию геоинформационных систем (ГИС – систем), о представленных в них данных и объектах, а также о применении математических методов и алгоритмов в данных системах. ГИС – системы включают в себя СУБД (системы управления базами данных), редакторы графики представленные в векторном или растровом формате, различные аналитические средства, что позволяет использовать их в картографии, геологии, геофизике, экологии и множестве других областей. В современном мире существуют обширные возможности по получению огромного количества информации о различных объектах, которые можно обработать только лишь с применением современных компьютерных технологий. Так как элементы геотехнологического комплекса имеют пространственную характеристику, то необходима разработка не просто информационного, а геоинформационного обеспечения. Геоинформационные технологии и методы стали одним из основных инструментов при проведении экологических исследований, в оценке и мониторинге состояния природной среды и ресурсов [8]. Разработка и реализация новых методов моделирования геологических объектов, перемещения или распространения того или иного геофизического процесса, являются

важной задачей определения взаимосвязи и корреляции пространственных распределений различных физических полей. К примеру, одной из важных задач, решаемых с помощью ГИС – систем является задача прогнозирования возможных последствий землетрясений, в основе которой лежит методика учёта многочисленных объективных и субъективных факторов, влияющих на уровень сейсмического риска урбанизированных территорий.

В качестве основы функционирования геоинформационной системы моделирования опасных природно-техногенных процессов представляется использование принципов, используемых в информационных системах обеспечения градостроительной деятельности (ИСОГД). Согласно градостроительному кодексу РФИСОГД представляют собой систематизированный свод документированных сведений о развитии территорий, об их застройке, о земельных участках, об объектах капитального строительства и иных необходимых для осуществления градостроительной деятельности сведений [7].

В широком понимании ИСОГД – метасистема (система систем) [22], которая обеспечивает информационную поддержку множества разнообразных процессов жизнеобеспечения и развития города. Такая комплексная система включает в себя несколько классов программного обеспечения:

- ГИС (географическая информационная система),
- СЭД (система электронного документооборота),
- СУБД (система управления базами данных),
- ЭАР (система управления электронными административными регламентами),
- СКК (система классификации и кодирования информации), веб-портал,
- а также организует доступ к СМЭВ (система межведомственного электронного взаимодействия).

Целью ведения информационных систем обеспечения градостроительной деятельности является обеспечение органов государственной власти, органов местного самоуправления, физических и юридических лиц достоверными сведениями, необходимыми для осуществления градостроительной, инвестиционной и иной хозяйственной деятельности, проведения землеустройства.

Особое место, на наш взгляд, занимают сведения о сейсмической опасности территории, которые являются основополагающими при строительстве в сейсмически опасных районах.

Сейсмологические исследования для различных целей, в т.ч. для задач строительной отрасли, выполняются в нашей стране уже свыше века. Оценка сейсмической опасности обычно сводится к вычислению максимально возможных сейсмических воздействий, которые необходимо учитывать при строительстве в сейсмических районах. Сейсмическая опасность отражается на картах сейсмического районирования той или иной территории. В нашей стране, в зависимости от задач и необходимой детальности картирования сейсмической опасности, рассматриваются три уровня сейсмического районирования:

1) общее сейсмическое районирование (ОСР) – для всей территории страны;

2) детальное сейсмическое районирование (ДСР) – для ограниченных площадей и отдельных регионов;

3) сейсмическое микрорайонирование (СМР) – для городов, населенных пунктов и строительных площадок.

В результате целого ряда исследований в 2006-2013 гг. по оценке сейсмической опасности Геофизическим институтом были созданы оригинальные карты детального сейсмического районирования (ДСР) Республики Северная Осетия-Алания [9, 11], карты сейсмического микрорайонирования территорий (СМР) населенных пунктов – административных центров РСО – Алания [10, 12-18]. Очевидно, что картографические материалы должны соответствовать мировому уровню, предъявляемому к пространственным данным и, в первую очередь, обладать возможностью непосредственного включения в любые современные информационные системы.

Были рассмотрены существующие автоматизированные системы обеспечения градостроительной деятельности, кадастровая система, а также другие информационные ресурсы. В результате проведённых исследований нами была разработана структурно-функциональная модель ИСОГД (рис. 1), позволяющая создавать информационную систему для нужд пользователя, при сохранении совместимости с другими продуктами, построенными согласно данной модели, а также ряда уже существующих систем. Данная модель легла в основу разрабатываемой моделирующей геоинформационной системы.

Для разработки веб-сервиса выбрана спецификация WebMapService (WMS). Протокол WMS является стандартом Открытого геопространственного консорциума – OpenGeospatialConsortium (OGC) и поддерживается большинством приложений. На основе спецификаций OGC создается большая часть специального программного обеспечения для разработки картографических веб-сервисов в сети Интернет. В качестве основы был выбран Geoserver, как продукт, который удовлетворяет всем необходимым требованиям, а также обладает совместимостью с веб-ресурсом единой информационной системы Сейсмобезопасность России.

В качестве платформы для создаваемого программного комплекса был выбран сервер, работающий под управлением свободно распространяемой операционной системы UbuntuServer 16.04.

Нами был разработан веб-интерфейс доступа и визуализации данных сервиса (на основе OpenLayers), обладающий необходимым функционалом для просмотра вероятностных карт сейсмической опасности территории РСО-А и карт сейсмического микрорайонирования.

При попадании на главную страницу необходимо пройти авторизацию для получения доступа к данным. Авторизация является двухуровневой, но происходит прозрачно для пользователя. То есть необходимо ввести только свои логин/пароль, далее система сама проведёт авторизацию не только на веб сервисе, но и на Geoserver’е.

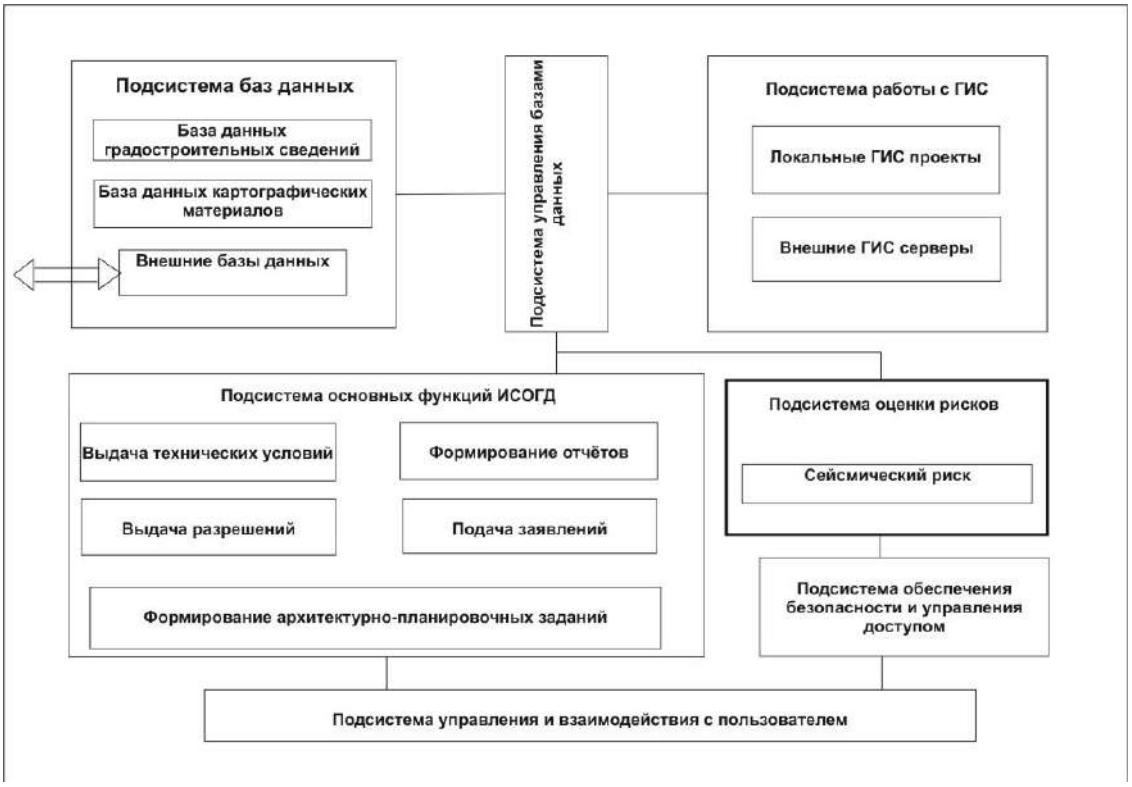


Рис. 1. Разработанная структурно – функциональная модель ИСОГД

Далее загружается карта сейсмического микрорайонирования территории города Владикавказа (рис. 2а). На данной странице реализован поиск объекта по адресу, с выделением соответствующего участка карты (рис. 2б).

Используя кнопки для навигации по карте, можно удалять и приближать объекты, а также перемещаться по ней, при этом в левом нижнем углу всегда будет находиться масштабная линейка, масштаб которой зависит от степени приближения к карте. Путём использования переключателей видимости слоёв в области управления отображением карты можно просматривать только интересующую пользователя информацию, например информацию о кадастре (рис. 2в).

К каждому объекту на карте можно привязать любую информацию, в виде файла или атрибутивной информации. Как пример – включение в информационную систему базы данных сейсмического риска застройки города Владикавказа (рис 2г). Аналогично представлена карта детального сейсмического районирования территории Республики Северная Осетия-Алания, с соответствующими возможностями. Кроме того, осуществляется включение в систему данных об экономической обстановке в Республике [1-5].

Для отображения данных разработаны соответствующие SLD-стили [23].С помощью PostGis реализована функция поиска объектов по адресу. При разработке также использованы другие новые технологии, такие как web 2.0, AJAX и др.

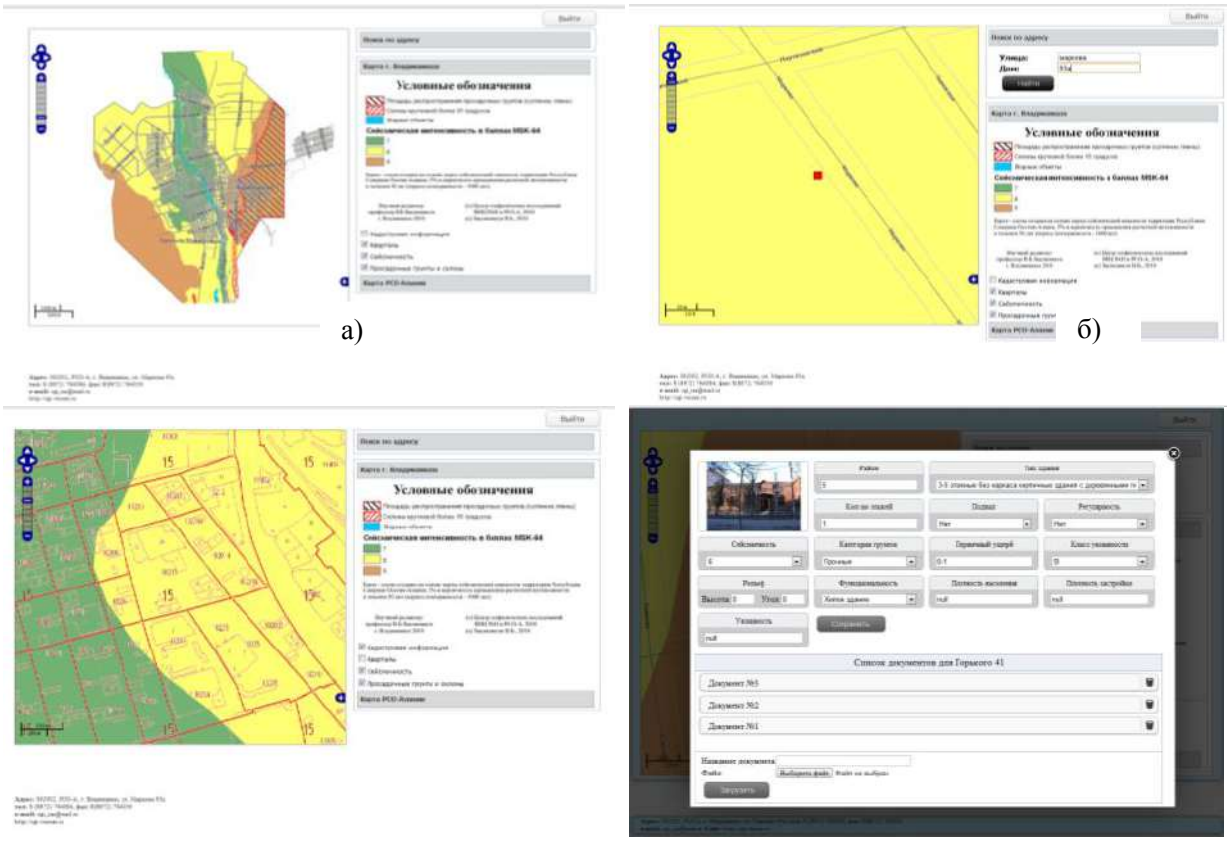


Рис.2. а) Главная страница веб-сервиса с картой г. Владикавказа; б) Реализация функции поиска объекта по адресу; в) Вывод кадастровой информации; г) База данных сейсмического риска застройки

В процессе исследования рассмотрены вопросы обеспечения безопасности и разработана соответствующая система предоставления информации и разграничения прав доступа пользователей системы. Применение шифрованного протокола HTTPS позволяет свести к минимуму возможность несанкционированного доступа к данным. Использование асимметричного алгоритма шифрования RSA с длиной ключа 256 бит делает нецелесообразным метод взлома путём прямого подбора ключа [20]. Применение подписанного сертификата позволяет использовать максимальную степень защищённости канала передачи данных, делая чрезвычайно сложной процедуру взлома.

В целях интеграции в разработанную геоинформационную систему базы данных геологической информации на основе анализа физико-механических свойств проведена дифференциация групп грунтов с различными определяющими показателями, характеризующими категорию грунтов по их сейсмическим свойствам (СНиП -7-II-81*). На территории города выделены участки, характеризующие различную глубину залегания галечников или

мощности глинистого и суглинистого покрова на галечниках, что является основным параметром, определяющим категорию сейсмичности по СНиП-II-7-81*.

Целью работ по составлению карт инженерно-геологического строения г. Владикавказа были: во-первых, составление общего представления о литологическом и геологическом строении изучаемой территории и установление общей гидрогеологической характеристики района [6], во-вторых, отбор разведочных выработок, соответствующих по своим параметрам (местоположение, глубина, вскрытый разрез, наличие лабораторного опробования) целям и задачам сейсмического микрорайонирования для последующего использования при построении карт и разрезов.

Был создан ГИС-проект «База данных геологической информации территории г. Владикавказа».

Топографическая основа в виде контуров кварталов, улиц, основных контуров реки Терек и техногенной нагрузки получена с существующих тематических карт [19, 21].

Тематические карты созданы трех видов:

• карта фактического материала;

• карта изогипс и глубин кровли галечников;

• карта инженерно-геологического районирования.

Тематические карты созданы с сопутствующими базами данных.

На карте фактического материала представлен только один слой «горные выработки» с полями:

• тип выработки (скважина, траншея, шурф, колодец);

• индекс (номер выработки и индекс типа), поле вынесено для подписи на карту;

• номер выработки.

Карта инженерно-геологического районирования также несет информацию о выработках. Кроме того приведена информация:

• о склонах крутизной более 15 градусов (полигональный слой, без атрибутивных данных);

• о категории грунтов по сейсмическим свойствам в соответствии с существующими требованиями СНИП II-7-81*.

Последующие перспективы разработки созданных геокодированных баз данных сводятся к пространственному анализу атрибутивной информации. На его основе возможно:

• создание непрерывных полей с функциями уточнения и актуализации информации на основе вновь поступающих данных (т.е. детализации);

• создание дежурной карты;

• наложение с информацией об опасных техногенных объектах;

• наложение информации о глубинах кровли водных горизонтов и линз;

• решение других пространственных задач.

По всем скважинам в ГИС – проекте приведено описание грунтов (табл. 1). Данная информация собрана в базу данных геологической информации, сформированной в виде шейп-файла с пространственной привязкой каждой скважины.

Выводы

1. Геоинформационные системы (ГИС) наряду с системами электронного документооборота (СЭД) являются в настоящее время необходимой составной частью государственного управления.

2. Принятие Градостроительного кодекса привело к созданию многих информационных систем обеспечения градостроительной деятельности (ИСОГД). При этом государство не может выделять или вводить свою собственную систему ИСОГД. Такой путь является крайне неэффективным, блокирующим развитие и «само-» совершенствование систем. В то же время, государство может и должно регламентировать протоколы обмена данными между системами с учетом требований безопасности, разработать структуры метаданных, как например, это уже реализовано в электронной системе Роскадастра.

3. В силу практической необходимости и востребованности наиболее гибкой геоинформационной системой оказалась система Роскадастра.

4. Разработана структурно-функциональная модель ИСОГД, позволяющая создавать информационную систему для нужд пользователя, при сохранении совместимости с другими продуктами, построенными согласно данной модели, а также ряда уже существующих систем.

5. Предоставление возможностей использования кадастровой карты по протоколу WMS (в виде WMS-сервиса) позволило использовать данные во многих приложениях, как государственных служб, так и частных пользователей.

6. Протоколы WMS и WFS являются стандартами Открытого геопространственного консорциума OpenGeospatialConsortium (OGS) и поддерживаются большинством приложений.

7. Использование протокола WMS позволяет обеспечить доступ к данным о сейсмичности и рисках в виде информационного раздела как в собственные разрабатываемые продукты, так и в продукты сторонних разработчиков.

8. На основе современных информационных технологий создана база данных исходной сейсмичности разного уровня (вероятностные карты ДСР и СМР) территории РСО-А (детальное сейсмическое районирование) и территории г. Владикавказа.

9. Использование разработанной нами методики оценки сейсмического риска территории позволяет рассчитать рейтинг грунтов и сейсмический риск территории.

10. На территории г. Владикавказа выделены участки с различной глубиной залегания галечников и мощностью глинистого и суглинистого покрова на галечниках, которые являются основными показателями, определяющими категорию сейсмичности грунтов по СНиП-II-7-81*.

11. На основе анализа физико-механических свойств, в том числе (при необходимости), с помощью их дополнительного изучения геофизическими методами проведено дифференцирование групп грунтов по сейсмическим свойствам.

12. Создан ГИС-проект «База данных геологической информации территории г. Владикавказа», включающий информацию о пробуренных на территории города скважинах с подробным описанием грунтов.

13. На основе программного обеспечения с открытым исходным кодом выполнена интеграция базы данных геологической информации на территории г. Владикавказа в систему геоинформационного моделирования.

Литература

1. Алборов И.Д., Бурдзиева О.Г., Мадаева М.З. Биоэкологические проблемы содержания заброшенных месторождений руд цветных металлов в горных отрогах Северного Кавказа // Экология урбанизированных территорий. 2017а. №1. С. 56-61.

2. Алборов И.Д., Бурдзиева О.Г., Тедеева Ф.Г., Глазов А.П. Экологический риск в природно-технической системе // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. 2017б. №4(71). С. 100-103.

3. Алборов И.Д., Бурдзиева О.Г. Развитие экологической напряженности в зонах добычи твердых полезных ископаемых на склонах Восточного Кавказа (статья в коллективной монографии) // «Геолого-геофизические исследования глубинного строения Кавказа: геология и геофизика Кавказа: современные вызовы и методы исследований» / Под ред. Заалишвили В.Б. Владикавказ: ГФИ ВНЦ РАН, 2017а. С. 507-513.

4. Алборов И.Д., Бурдзиева О.Г. Воздействие геофизических параметров ландшафта на качество окружающей среды (статья в коллективной монографии) // «Геолого-геофизические исследования глубинного строения Кавказа: геология и геофизика Кавказа: современные вызовы и методы исследований» / Под ред. Заалишвили В.Б. Владикавказ: ГФИ ВНЦ РАН, 2017б. С. 514-518.

5. Бурдзиева О.Г., Разоренов Ю.И., Дзеранов Б.В. Особенности мониторинга при подземной разработке старых месторождений // Геология и геофизика Юга России. 2017. №2. С. 13-25.

6. Гогичев Р.Р., Дзеранов Б.В. Изменение качественных характеристик подземных вод осетинского артезианского бассейна // Геология и геофизика Юга России. 2017. №4. С. 5-21.

7. Градостроительный кодекс Российской Федерации от 29.12.2004 N 190-ФЗ (принят ГД ФС РФ 22.12.2004) // Парламентская газета. №5-6, 14.01.2005.

8. Дзеранов Б.В., Гогичев Р.Р., Джусоева Н.Г. Использование ГИС-технологий при оценке качества подземных вод Республики Северная Осетия – Алания // Геология и геофизика Юга России. 2017. №3. С. 40-56.

9. Заалишвили В.Б., Аракелян А.Р., Макиев В.Д., Мельков Д.А. К вопросу сейсмического районирования территории республики Северная Осетия-Алания // Труды I международной конференции «Опасные природные и техногенные геологические процессы на горных и предгорных территориях Северного Кавказа», Владикавказ, 20-22 сентября 2007 г. Владикавказ, 2008. С. 263-278.

10. Заалишвили В.Б., Мельков Д.А., Дзеранов Б.В., Кануков А.С. Оценка сейсмической опасности урбанизированной территории на основе современных методов сейсмического микрорайонирования (на примере г. Владикавказа) // Труды международной научно-практической конференции «Молодые ученые в решении актуальных проблем науки», Владикавказ, 22-23 мая 2010 г. Владикавказ, 2010. С. 348-351.

11. Заалишвили В.Б., Дзеранов Б.В. Оценка сейсмической опасности территории РСО-Алания // Труды научно-практической конференции «Молодые ученые в решении актуальных проблем науки». Владикавказ, 2010. С. 342-345.

12. Заалишвили В.Б., Мельков Д.А., Габараев А.Ф., Дзебоев Б.А., Дзеранов Б.В., Кануков А.С., Шепелев В.Д. Использование микросейсм при уточнении карт инженерно-геологического районирования территории, являющихся основой сейсмического микрорайонирования // Материалы Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 10-летию со дня основания КНИИ РАН «Наука и образование в Чеченской республике: состояние и перспективы развития» 7 апреля 2011 г. Грозный: КНИИ РАН, 2011а. С. 335-342.

13. Заалишвили В.Б., Рогожин Е.А. Оценка сейсмической опасности территории на основе современных методов детального районирования и сейсмического микрорайонирования // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. М.: ВНИИНТПИ, 2011. №3. С. 31-43.

14. Заалишвили В.Б., Джгамадзе А.К. Инженерно-геологическое районирование города Ардон РСО-Алания // Труды IV Кавказской международной школы-семинара молодых ученых «Сейсмическая опасность и управление сейсмическим риском на Кавказе» Владикавказ, 24-26 октября 2011 г. Владикавказ, 2011. С. 102-106.

15. Заалишвили В.Б., Дзеранов Б.В., Габараев А.Ф. Актуализация карт сейсмической опасности территории Республики Северная Осетия-Алания // Труды IV Кавказской международной школы-семинара молодых ученых «Сейсмическая опасность и управление сейсмическим риском на Кавказе», Владикавказ, 24-26 октября 2011 г. Владикавказ, 2011б. С. 155-167.

16. Заалишвили В.Б., Дзеранов Б.В., Габараев А.Ф. Оценка сейсмической опасности территории и построение вероятностных карт // Геология и геофизика Юга России. 2011в. №1. С. 48-58.

17. Заалишвили В.Б., Джгамадзе А.К. О создании карт инженерно-геологического районирования территорий населённых пунктов Республики Северная Осетия – Алания, как основы сейсмического микрорайонирования // Материалы II Всероссийской научно-технической конференции “Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа”, 8-12 ноября 2012 г. Грозный, 2012. С. 442-446.

18. Заалишвили В.Б. К вопросу создания единой карты детального сейсмического районирования // Материалы Международного симпозиума «Устойчивое развитие: Проблемы, Концепции, Модели» посвященного 20-летию КБНЦ РАН, ФГБУН КБНЦ РАН, Том II, 28 июня – 3 июля 2013 г. Нальчик, 2013. С. 106-110.

19. Заалишвили В.Б., Кануков А.С. Интеграция базы данных геологической информации в моделирующую геоинформационную систему (статья в коллективной монографии) // Коллективная монография по материалам VII Всероссийской научно-технической конференции «Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа», 6-9 декабря 2017 г. Ессентуки – Грозный, 2017. С. 82-88.

20. Кануков А.С. Интеграция базы данных геологической информации в систему геоинформационного моделирования // Геология и геофизика Юга России. 2017а. №3. С. 57-66.

21. Кануков А.С. Обеспечение безопасного доступа к веб-интерфейсу системы геоинформационного моделирования с информационной базой данных о сейсмичности и сейсмических рисках // Геология и геофизика Юга России, 2017б. №4. С. 48-57.

22. Мамышева Е.Г., Загоруйко А.Е. Обзор технологических платформ для формирования ИСОГД // Управление развитием территории. 2010. С. 70-72.

23. Styled Layer Descriptor profile of the Web Map Service Implementation Specification. Version: 1.1.0 (revision 4). OGC® Implementation Specification OGC 05-078r4. Ed. Dr. Markus Lupp. Date: 2007-06-29. 2007. 53 p. URL: http://portal.opengeospatial.org/files/?artifact_id=22364.

УДК 550.34

К ВОПРОСУ УСТАНОВЛЕНИЯ ВЗАИМОСВЯЗЕЙ ПРОТЕКАНИЯ ЯВЛЕНИЙ НА АТОМНО-МОЛЕКУЛЯРНОМ И МАКРОУРОВНЕ

Заалишвили В.Б.,[1] Магкоев Т.Т.,[1] Туаев Г.Э.,[1] Карапетян Дж. К.,[2] Архиреева И.Г.,[1] Фидарова (Читишвили) М.И.[1]

[1]ГФИ ВНЦ РАН, Владикавказ, Россия

[2]ИГИС НАН РА, Гюмри, Армения

В начале XX столетия Кобленц открыл явление индивидуальности и характеристичности спектров силикатов. В 1930-х годах Шефер и Матосси изучили спектры более 50 минералов [1]. В 1960-х годах отечественными и зарубежными учеными был проведен большой объем исследований [2, 3]. И такая работа продолжается по сегодняшний день [4-17].

Взаимосвязь движения микрочастиц среды и макропараметров реальных объектов является одним из важнейших вопросов современной геофизики [16-25]. При этом взаимодействие наноразмерных частиц грунтовой среды и макропараметров реальных грунтов является одним из важнейших ее направлений [12, 16, 17].

Реализация возможности перехода от мира наноразмерных частиц или атомно-молекулярного мира к макромиру является, в свою очередь, основой для перехода от макромира к микромиру. Учитывая многофакторность явления, проблема исследовалась авторами с самых разных позиций [26-31].

В работе использовались два прибора: Фурье-спектрометр ФСМ-1202 (Инфраспек) и ИК Фурье-спектрометр Bruker Alpha2.

В исследованиях происходила регистрация инфракрасных спектров при различных частотах внешнего механического воздействия (рис. 1.)

Наиболее явные различия, характерные для разных частот внешнего механического воздействия, относятся к интенсивности линий при значениях волнового числа, расположенного в области 2000-3000 $см^{-1}$. Эта спектральная полоса колебательных частот соответствует связи Si=O в исследуемом образце гранита (вставка справа, на рис. 1).

При этом, как видно из рис. 1, колебательные особенности спектров вне диапазона 2000-3000 $см^{-1}$ практически полностью идентичны друг другу при всех значениях частот прикладываемого внешнего воздействия. Это указывает на то, что при внешнем воздействии наибольшее изменение претерпевают межионные связи в граните $Si^{2+} – O^2$. При этом с ростом частоты внешней силы увеличивается амплитуда колебаний этих связей. Это может приводить к изменению длин и углов связей в решетке гранита и появлению, в связи с этим, внутренних механических напряжений. Неизменность спектров за исключением области, соответствующей межионным колебаниям (2000-3000 $см^{-1}$), позволила установить, что интенсивное воздействие приводит к фундаментальному изменению состояния межатомных связей, что и определяет те или иные его макромеханические проявления.

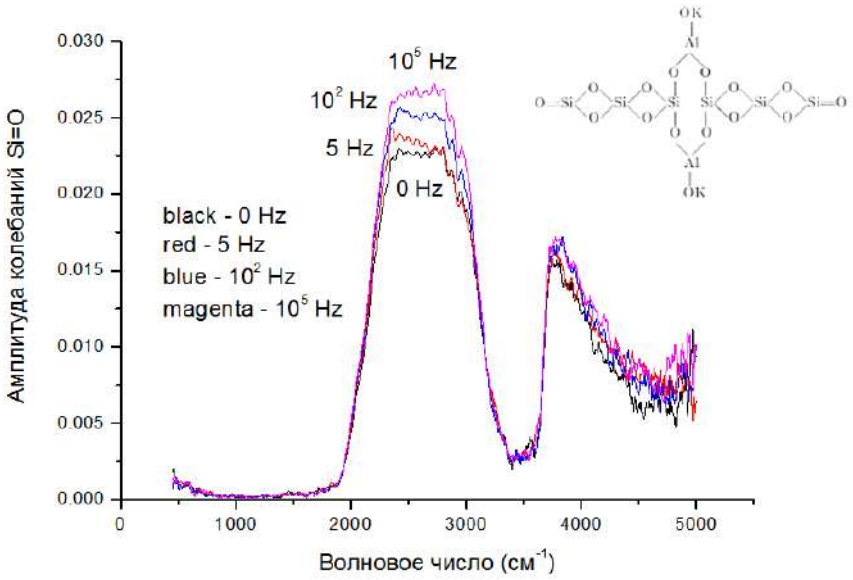


Рис. 1. Инфракрасные Фурье-спектры гранита при различных частотах внешнего механического воздействия.

На рис. 2 представлен график, на котором отображаются зависимости амплитуд колебаний от частоты воздействия, сопровождаемых нелинейными эффектами в структуре горной породы – гранита.

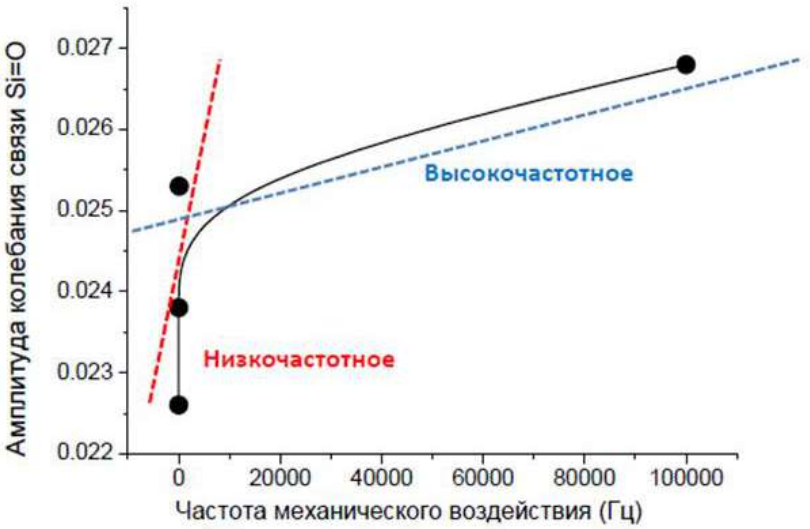


Рис. 2. Зависимость амплитуды колебаний внутримолекулярной связи Si=O от частоты внешнего механического воздействия.

Как видно из рисунка 1, вначале с ростом частоты внешнего воздействия, наблюдается довольно резкий рост амплитуды вибраций межионной связи Si=O, замедляемый с

увеличением частоты воздействия. Это указывает на то, что в области более низких частот воздействия динамика внутренней атомной структуры гранита более активна и становится менее активной при больших частотах воздействия. Это можно расценивать как указание на то, что при достижении определенной частоты воздействия внешней силы величина амплитуды межатомных колебаний в граните становится критической, за пределами которой она малочувствительна к внешнему воздействию и соответствует пределу прочности атомной решетки гранита.

Данный эффект наблюдается не только в лабораторных образцах, но и в реальных грунтах, что полностью исключает связь эффекта демпфирования с размерами исследуемого объекта (рис. 3; 4) [26].

Для удобства и возможных прогнозов поведения гранита при других частотах (ϖ) внешнего воздействия зависимость, приведенную на рис.2, можно представить в следующем аналитическом виде:

$$A = 0{,}2262 + 2{,}46537E\text{-}4\ \varpi - 2{,}1986E\text{-}6\ \varpi^2 + 2{,}19614E\text{-}11\ \varpi^3 \quad (1)$$

Анализ результатов полевых исследований при воздействии мощным невзрывным источником ГСК-6М с двумя ударниками и суммарной падающей массой до 20 тонн на поверхность грунтовой толщи мощных песчаных отложений (рис. 3) показывает, что при интенсивных нагрузках в ближней зоне источника возникает высокочастотная область, характеризующаяся значительной величиной [26]. С удалением от источника эта область быстро затухает. Сопоставление результатов, полученных при анализе атомно-молекулярного движения, с явлениями на макрообъекте показывает их хорошую аналогию (рис. 2-4).

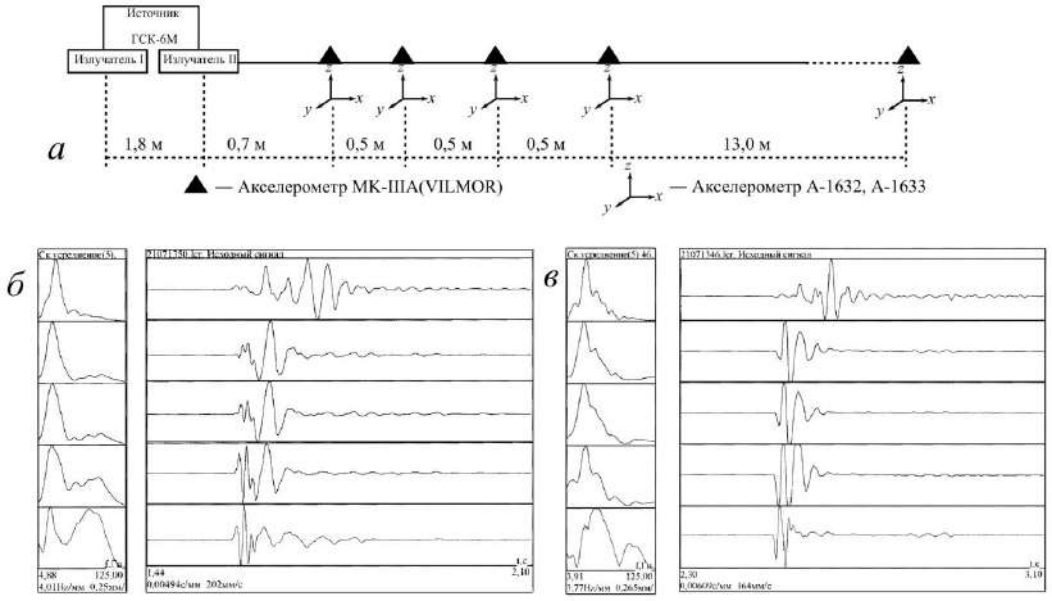


Рис. 3. Исследования спектральных особенностей от источника ГСК-6М:
а – профильные измерения на участке;
б – запись колебаний грунта от второго ударника;
в – запись колебаний грунта от первого ударника.

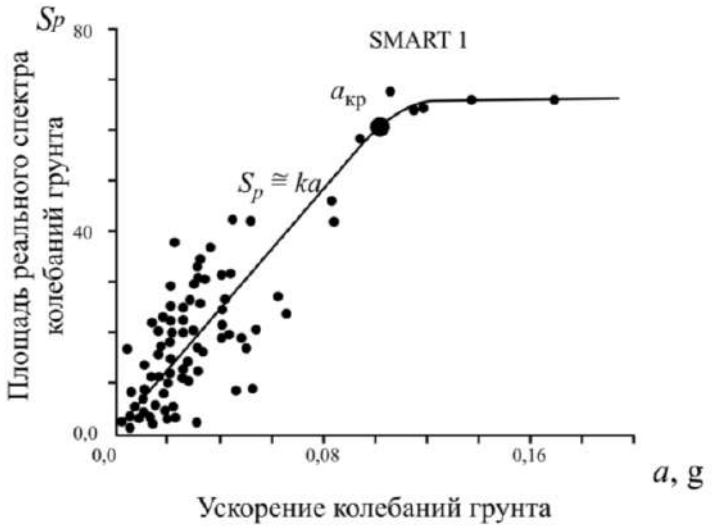


Рис. 4. Зависимость площади реального спектра колебаний от ускорения

Аналогичные экспериментальные исследования такого типа были также проведены для образцов из глин. Образцы подвергались воздействию частот: 0, 20, 10^2, 10^3, 10^4, 10^5 Гц. При этом происходила регистрация инфракрасных спектров ИК Фурье -спектрометра Bruker Alpha 2. Результаты экспериментальных работ приведены на рис. 5.

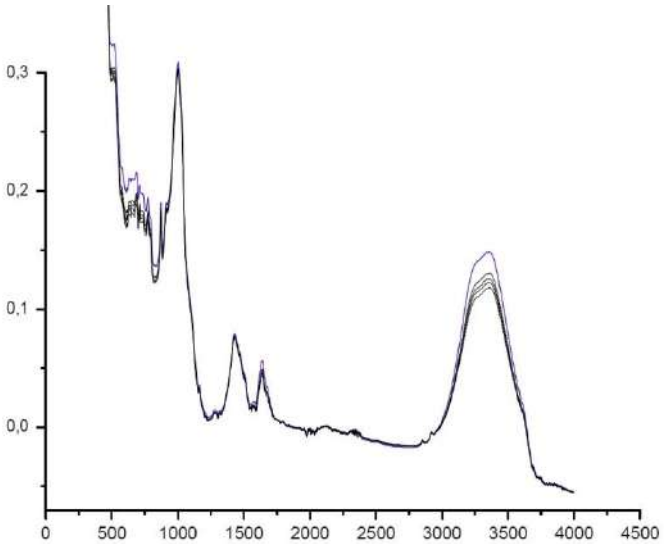


Рис. 5. Инфракрасные Фурье-спектры глины при различных частотах внешнего механического воздействия

Здесь колебания в интервале 3000-3500 $см^{-1}$ соответствуют колебаниям ОН-групп. Спектр реакции, соответствующий глинистым грунтам, находится в более низкочастотном диапазоне 750-1250 $см^{-1}$, чем спектр реакции гранита 2000-3500 $см^{-1}$. Факт высокочастот-

ности спектральной характеристики гранита обусловлено более прочными связями частиц гранита. При этом в граните основополагающую роль играют межатомные электрические силы.

Именно они и определяют высокую прочность гранита по сравнению с глиной. Необходимо отметить, что рассматриваемые спектры реакции или числовые диапазоны спектров есть не что иное, как диапазоны преобладающих или собственных частот колебаний тех или иных конкретных реальных сред на атомно-молекулярном уровне.

Именно наложение внешнего импульсно-вибрационного воздействия в виде колебаний близких к гармоническим (строго говоря, только в пределах спектров собственных колебаний) с частотами 0, 20, 10^2, 10^3, 10^4 ,10^5 Гц на указанные среды позволило впервые установить тесные взаимосвязи между явлениями на атомно-молекулярных уровнях микромира и макрообъектами.

На рис. 6 приведена зависимость площади реального спектра колебаний грунта при сильных землетрясениях от частоты внешнего воздействия (ускорения). Для твердых или скальных грунтов площадь реального спектра соответствующих колебаний (ст. Они) увеличивается (рис.6*а*), а в мягких или глинистых грунтах (ст. Ири) – уменьшается с увеличением ускорения колебаний (рис.6б). Ранее было получено, что значения отношений площадей подспектральных областей аналогично отношению пиков соответствующих колебаний грунтов [26]. Это позволило использовать простейшую и в то же время весьма устойчивую характеристику колебаний грунтов – площадь реальных спектров колебаний.

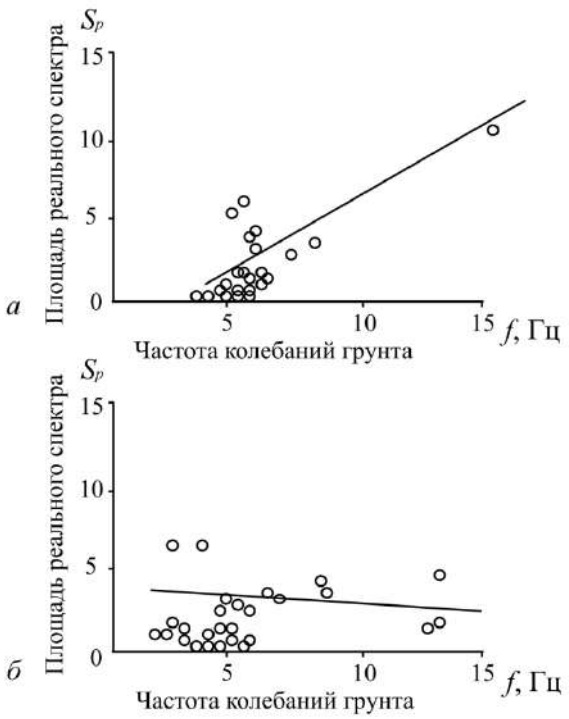


Рис. 6. Зависимость площади реального спектра скальных (а – Они) и мягких (б – Амболаури) грунтов от частоты колебаний

На рис. 7 представлен график, на котором приведена зависимость амплитуд колебаний от частоты внешнего воздействия. Хорошо видно, что с увеличением частоты внешнего механического воздействия, амплитуды колебаний внутримолекулярной связи Si=O растут. Данный эффект наблюдается не только на лабораторных образцах, но и в реальных грунтах, что полностью исключает связь эффекта демпфирования с размерами исследуемого объекта (рис.6а) [26].

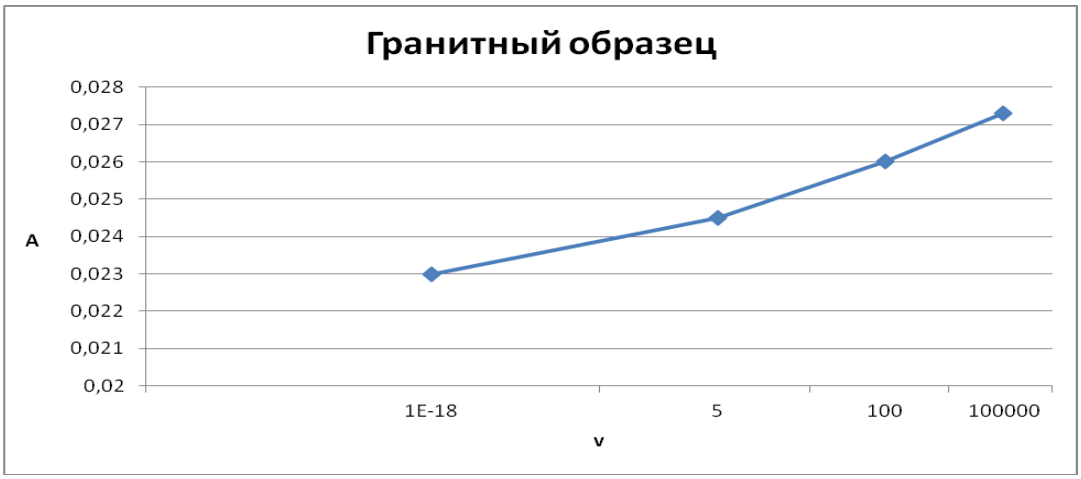


Рис. 7. Зависимость амплитуды колебаний внутримолекулярной связи Si=O от частоты внешнего механического воздействия.

На рис. 8 представлен график, на котором приведена зависимость амплитуд колебаний от частоты воздействия для глинистых образцов. Понижение амплитуды с увеличением частоты, в свою очередь, опять же хорошо согласуется с результатами, полученными для реальных глинистых грунтов при внешних воздействиях (рис.6б) [26].

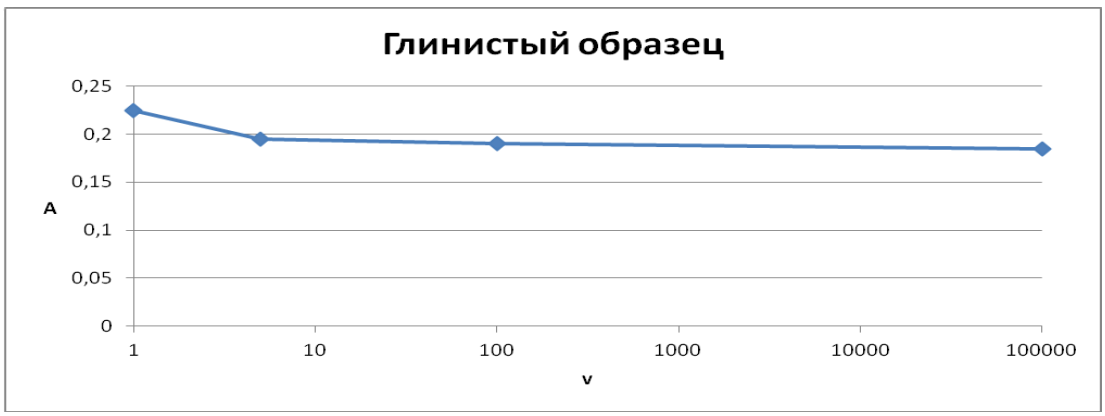


Рис. 8. Зависимость амплитуды колебаний внутримолекулярной связи в глине от частоты внешнего механического воздействия.

Таким образом, полученные результаты изучения атомно-молекулярного представления явления нелинейности прямо согласуются с экспериментальными и теоретическими данными, полученными для реальных грунтов.

Работа выполнена при поддержке гранта Российского научного фонда (проект № 19-47-02010, "Natural hazard and monitoring for mountain territories in Russia and India")

Выводы

На основе экспериментальных исследований методами Рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии и инфракрасной Фурье-спектроскопии впервые установлена взаимосвязь характера межатомных колебаний в различных типах грунтов с особенностями их проявления на макроуровне.

Таким образом, впервые качественно и количественно для отдельных явлений установлено, что явления на уровне микрообъекта находятся в хорошей и тесной взаимосвязи с протеканием аналогичных явлений на уровне макрообъекта.

Литература

1. Shaefer Cl., Matossi F., Writz K. Das Ultrarote Reflexion spectrum von silikaten. // “Zeit. Phys”, 1934, №89.

2. Kuhn P. Residual Strength in the Presence of Fatigue Cracks. // AGARD Advisory Report N 11, 1967.

3. Nibbering J. J.W. Brittle Fracture of Full Scale Structures Damaged by Fatigue. // Report N 85-S. Nederlands Scheeps Studiecentrum, Delft, Netherlands, 1966.

4. Заалишвили В.Б., Туаева Ж.Д. Математическое моделирование колебаний грунтовой толщи на основе учета нелинейных свойств грунтов при интенсивных воздействиях // Труды Международной конференции «Информационные технологии и системы: наука и практика». Владикавказ, 2002. С. 367-370.

5. Заалишвили В.Б., Туаева Ж.Д. Математическое моделирование колебаний грунта на основе учета нелинейных свойств при интенсивных воздействиях // Владикавказский математический журнал. Апрель – июнь 2003 г. Том 5, вып.2. Владикавказ, 2003. С. 18-23.

6. Заалишвили В.Б., Музаев И.Д., Тотиева-Туаева Ж.Д. Численное моделирование сейсмических колебаний грунтовой толщи в основании застройки с учетом нелинейного отклика среды // Труды III Кавказской международной школы семинара молодых ученых «Сейсмическая опасность и управление сейсмическим риском на Кавказе», Владикавказ, 24-26 сентября, 2009. Владикавказ, 2009. С. 194-199.

7. Заалишвили В.Б., Тотиева-Туаева Ж.Д., Механизмы формирования нелинейно-неупругих явлений, обусловленных наноразмерными частицами среды при интенсивных воздействиях // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. – М.: ВНИИНТПИ, №2. 2010. С. 26-30.

8. Заалишвили В.Б., Архиреева И.Г. К вопросу экономической рентабельности адекватного учета уровня сейсмической опасности территории // Труды III международной конференции «Опасные природные и техногенные геологические процессы на горных и пред-

горных территориях Северного Кавказа», Владикавказ, 19-22 сентября 2012, Владикавказ, 2012. С. 226-229.

9. Кануков А.С., Архиреева И.Г., Габараев А.Ф. Разработка модуля расчета социальных и экономических потерь от землетрясения в информационной системе обеспечения градостроительной деятельности РСО-Алания. // Труды III международной конференции «Опасные природные и техногенные геологические процессы на горных и предгорных территориях Северного Кавказа», Владикавказ, 19-22 сентября 2012 г. Владикавказ, 2012. С. 241-246.

10. Заалишвили В.Б., Бурдзиева О.Г., Закс Т.В., Кануков А.С. Информационный мониторинг распределения физических полей в пределах урбанизированной территории // Геология и геофизика Юга России. Владикавказ: ЦГИ ВНЦ РАН и РСО-А, 2013. №4. С. 8-16.

11. Заалишвили В.Б., Мельков Д.А., Кануков А.С., Дзебоев Б.А., Габараев А.Ф. Параметризация сейсмических воздействий на основе спектрально-временной модели колебаний // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Коллективная монография. Т.5. Грозный, 2016. С. 315-321.

12. Заалишвили В.Б., Тотиева-Туаева Ж.Д. Механизмы формирования нелинейно-неупругих явлений, обусловленных нано-размерными частицами среды при интенсивных воздействиях // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. – М.: ВНИИНТПИ, 2010. №2. С. 26-30.

13. Zaalishvili V.B., Burdzieva O.G., Damageability parameters of physical systems // Proceedings of 14th European conference of earthquake engineering. 30August –0 3 September, Ohrid, republic Macedonia, 2010, P. 8.

14. Zaalishvili V.B., Chotchaev Kh.O., Magkoev T.T., Melkov D.A., Nikolaev A.V., Svalova V.B., Arkhireeva I.G., Dzeranov B.V. Physical fields as derivative of deformation of rock massif and technology of their monitoring. Proceedings of the VIII Science and Technology Conference "Contemporary Issues of Geology, Geophysics and Geo-Ecology of the North Caucasus" (CIGGG 2018) Сер. "Advances in Engineering Research". 2019, P. 16.

15. Заалишвили В.Б., Архиреева И.Г., Дзеранов Б.В., Дзугкоев А.Р. Оценка сейсмического риска урбанизированной территории. Сейсмическая опасность и управление сейсмическим риском на Кавказе. Труды V Кавказской международной школы-семинара молодых ученых. (Ред: В.Б. Заалишвили). – Владикавказ. 2013. С. 127-132.

16. Заалишвили В.Б., Магкоев Т.Т., Мельков Д.А., Морозов Ф.С. Механизмы формирования нелинейно-неупругих явлений обусловленных наноразмерными частицами среды при интенсивных воздействиях // Геология и геофизика Юга России. 2016. № 1. С. 48-60.

17. Заалишвили В.Б., Магкоев Т.Т., Чернов Ю.К., Туаев Г.Э. Влияние механического воздействия и криогенных условий на физико-химические характеристики горных пород // Геология и геофизика Юга России. 2017. № 1. С. 17-23.

18. Заалишвили В.Б., Харебов К.С., Харебов А.К. Создание баз данных сильных движений на основе современных воззрений // Геология и геофизика Юга России. 2013. № 3. С. 39-44.

19. Заалишвили В.Б., Харебов К.С., Харебов А.К. Статистический анализ параметров базы данных сильных грунтовых движений // Геология и геофизика Юга России. 2013. № 4. С. 17-22.

20. Заалишвили В.Б. Некоторые проблемы практической реализации сейсмического микрорайонирования. факторы, формирующие интенсивность землетрясения // Геология и геофизика Юга России. 2014. № 3. С. 3-39.

21. Заалишвили В.Б. Зависимость спектральных характеристик сейсмических волн от строения верхней части разреза // Геология и геофизика Юга России. 2014. № 4. С. 15-44.

22. Заалишвили В.Б. Корреляционные взаимосвязи между линейными и нелинейными характеристиками грунтов по инструментальным данным // Геология и геофизика Юга России. 2014. № 4. С. 45-57.

23. Заалишвили В.Б., Харебов К.С., Харебов А.К. Разработка базы данных сильных движений // Геология и геофизика Юга России. 2014. № 4-2. С. 48-57.

24. Геодакян Э.Г., Карапетян Дж.К., Заалишвили В.Б., Оганесян С.М., Саргсян С.Н. Спектральный анализ сейсмических воздействий в ближней зоне сильного землетрясения и особенности проявления // Геология и геофизика Юга России. 2016. № 4. С. 164-171.

25. F. Panzera, G. Romagnoli, G. Tortorici, S. D'Amico, M. Rizza, S. Catalano, Integrated use of ambient vibrations and geological methods for seismic microzonation, J. Appl. Geophys. 170 (2019) 103820. (https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2019.103820).

26. Заалишвили В.Б. Сейсмическое микрорайонирование территорий городов, населенных пунктов и больших строительных площадок [отв. ред. А.В. Николаев]. М.: Наука, 2009. – 350 с.

27. Чернов Ю.К., Чернов А.Ю., Читишвили (Фидарова) М.И. Модели сильных движений грунта для вероятностного детального сейсмического районирования территории РСО-Алания. Часть I // Геология и геофизика Юга России. 2019. Т. 9. № 2 (32). С. 95-108. DOI: 10.23671/VNC.2019.2.31980

28. Чернов Ю.К., Чернов А.Ю., Читишвили (Фидарова) М.И. Модели сильных движений грунта для вероятностного детального сейсмического районирования территории РСО-Алания. Часть 2 // Геология и геофизика Юга России. 2019. Т. 9. № 3. С. 161-178. DOI: 10.23671/VNC. 2019.3.36753

29. Kharebov C.S., Zaalishvili V.B., Zaks T.V., Baskaev A.N., Archireeva I.G., Gogichev R.R., Maysuradze M.V., Chitishvili (Fidarova) M.I. Influence of Soils on Impact Parameters of Seismic Effect // Advances in Engineering Research, volume 182. VIII All-Russian Science and Technology Conference "Contemporary Issues of Geology, Geophysics and Geoecology of the North Caucasus" (CIGGG 2018). P. 164-168. DOI: https://doi.org/10.2991/ciggg-18.2019.31

30. Muzaev I.D., Kharebov K.S., Muzaev N.I., Kozyrev E.N., Makiev V.D., Gabaraev A.F., Morozov F.S., Chitishvili (Fidarova) M.I. Mathematical Modeling of Seismic Vibrations of System: Tailings Dam and Soil Foundations // Advances in Engineering Research, volume 182. VIII All-Russian Science and Technology Conference "Contemporary Issues of Geology, Geophysics and Geoecology of the North Caucasus" (CIGGG 2018). P. 206-210. DOI: https://doi.org/10.2991/ciggg-18.2019.39

31. Zaalishvili V.B., Melkov D.A., Gabeeva I.L., Makiev V.D., Kanukov A.S., Gabaraev A.F., Morozov F.S., Tuaev G.E. Macroseismic Manifestation of Seismic Events of Different Intensity on Territory of Vladikavkaz // Advances in Engineering Research, volume 182. VIII All-Russian Science and Technology Conference "Contemporary Issues of Geology, Geophysics and Geoecology of the North Caucasus" (CIGGG 2018). P. 32-337. DOI: https://doi.org/10.2991/ciggg-18.2019.63

УДК 528.91

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОИНФОРМАЦИОННЫХ СИСТЕМ ПРИ РЕШЕНИИ ЗАДАЧ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ОПАСНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Иванусь И.В.

КубГУ, Краснодар, Россия

Выветривание – процесс, который становится спусковым для огромного количества опасных геологических процессов. Необходимо отметить, что существуют грунты, например юрские аргиллиты, для которых сам факт вскрытия сложившейся коры выветривания запускает интенсификацию процесса и молниеносное образование огромного объема осыпного материала, который, в свою очередь, при незначительном сейсмическом или климатическом воздействии превращается в ЧП. При существующей сложившейся системе мониторинга ОГП, появляется необходимость определения зон расстановки маркеров и другой измерительной и контролирующей аппаратуры для целей своевременного обнаружения развития опасного процесса и принятия мер для его предотвращения.

В режиме постоянного недостаточного финансирования мониторинга и одновременного интенсивного освоения новых территорий уже недопустимо выбирать зоны расстановки оборудования по принципу «где обычно происходит», а необходимо составлять прогноз, на каких участках в начале инженерной деятельности человека риск развития того или иного ОГП будет максимальным.

Геоинформационные системы предоставляют широкие возможности в моделировании и прогнозировании различных опасных геологических процессов. Раскрытию некоторых таких возможностей и отработке технологии применения ГИС для моделирования процесса выветривания посвящена данная работа.

Основой служит электронно-цифровая карта – это цифровая (математическая) модель местности, поэтому, картографируя воздействия вредных факторов, можно говорить о математическом моделировании.

Суть математического моделирования с использованием картографирования заключается в том, что создается комплекс карт вредных факторов, оказывающих существенное влияние на скорость течения выбранного процесса. Отслеживая их динамику изменения, с помощью определенных программных средств возможно наложение действия этих факторов друг на друга (что не противоречит законам математического моделирования, т.к. факторы рассматриваются совместно). Зона, где действие большинства вредных факторов совпадает и будет наиболее опасной зоной возникновения процесса дезинтеграции горных пород и развития процесса выветривания.

Причем эта технология применима не только для процесса выветривания, но и для других геодинамических процессов.

К факторам, которые необходимо учитывать при моделировании процесса выветривания относятся:

− солнечное излучение;

− количество атмосферных осадков;

− химический состав атмосферных осадков;

− углекислый газ атмосферы;

− суточный перепад температур (который, в свою очередь, определяется несколькими факторами: минимальной и максимальной температурой, видом залегающих горных пород, т.к. это определяет теплоемкость, теплопроводность и окраску, что, в свою очередь, с учетом общего количества тепла, получаемого породой путем инсоляции, дает представление о степени нагревания пород; а это, в свою очередь – представление о разрушении структурных связей, которые приводят к дезинтеграции пород);

− растительность, в том числе лесная, усиливающая агрессивность атмосферных осадков при их прохождении через кроны различных пород деревьев;

− почвы, увеличивающие pH инфильтрационных вод за счет катионного обмена и углекислого газа почвенного газа воздуха;

− микроорганизмы, продуцирующие множество органических кислот, поступающих в поверхностные и почвенные воды;

− зоны окисления сульфидных месторождений, являющихся источником накопления агрессивных растворов.

Антропогенный фактор оказывает огромное влияние на формирование агрессивных вод, поэтому необходимо учитывать:

− жидкие, твердые, газообразные отходы и выбросы промышленных предприятий, которые являются агрессивными или, реагируя с компонентами внешних сред, образует агрессивные по отношению к горным породам соединения.

Расположение выветриваемых пород играет также огромную роль в развитии опасного геологического процесса, поэтому учитывается:

− угол и экспозиция заложения откосов выветриваемых пород.

Из вышеизложенного следует, что для того чтобы действительно появилась возможность прогнозировать развитие процесса выветривания, необходимо составить карты воздействия как минимум 11 факторов, но иногда невозможно создать карту непосредственно самого интенсивного фактора воздействия, и поэтому приходится искать способы его отображения. Например, один из факторов – суточный перепад температур можно получить, только рассматривая две карты, первую – минимальная температура, вторую – максимальная температура, а затем средствами ArcView от второй карты отнять первую и получить необходимую грид-тему.

Алгоритм создания прогнозных карт возникновения и развития опасных геологических процессов на примере процесса выветривания представлен на рисунке 1.

Процесс создания исходных геологических и дежурных карт может быть проведен и более быстрым методом − с помощью аэросъемки. Или при наличии сложившегося в организации и регионе опыта ведения дежурного плана в цифровом виде, что подразумевает выдачу планшетов на участки территории в цифровом или бумажном виде, а прием

обратно – только в цифровой форме с внесенными изменениями. Это позволяет в короткое время сформировать основу для принятия управленческих решений в области изыскания, мониторинга ОГП и решения задач ГО и ЧС.

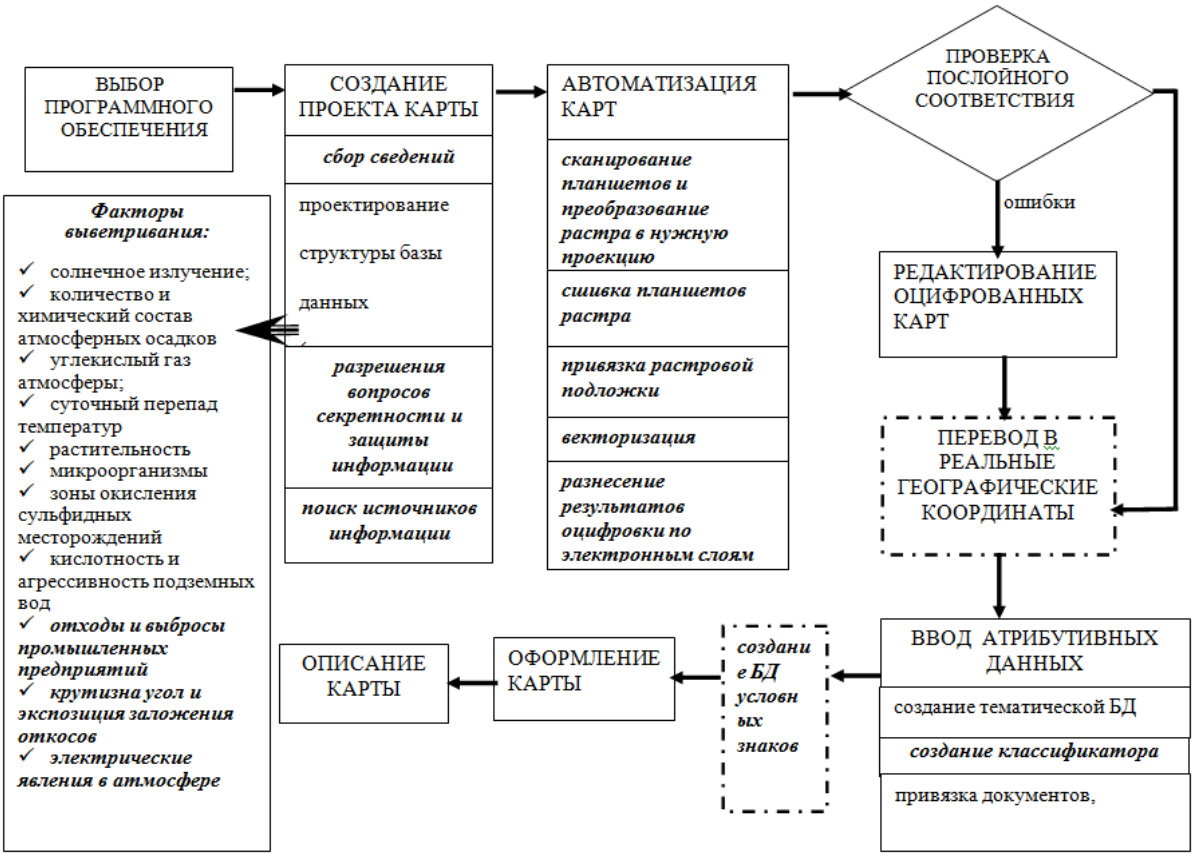


Рис. 1. Алгоритм создания прогнозных карт возникновения и развития опасных геологических процессов на примере процесса выветривания

Что касается создания тематических слоев, то процесс их появления выглядит достаточно творчески. Процесс создания карты перепада температуры был описан ранее. Для получения карты экспозиции и карты уклонов или градации уклонов на опасные и неопасные необходимо реализовать определенные этапы. Первым этапом является создание карты рельефа, затем по ней строятся уже уклоны, а уже по карте уклонов возможно в специальном приложении ГИС получить и искомую карту экспозиции. Необходимо отметить, что для каждого вида грунта существуют свои критичные углы уклона, а для каждого процесса – свои более или менее опасные экспозиции.

Что касается аргиллитов Северо-Западного Кавказа, то можно отметить, что преодоление угла откоса в 8% переводит склон в состояние, препятствующее развитию выветривания, а южная и южно-восточная экспозиция, в свою очередь, создает самые благоприятные для этого процесса условия.

Количество микроорганизмов и агрессивность зеленых насаждений могут быть получены путем анализа характера размещения древесных и кустарниковых пород деревьев на соответствующих почвах, а также изучением ареала обитания животных и микроорганизмов.

Все перечисленные факторы, учитываемые мною для прогнозирования процесса выветривания, были сформированы для Юрских аргиллитов района Большого Сочи и определены только для данной территории, определенного процесса и исследуемых грунтов, т.е. определение факторов и глубины их изучения – сугубо индивидуальный подход, и определяется региональными особенностями и необходимой точностью составления прогноза.

Оставляя техническую сторону вопроса создания комплекса карт, можно отметить, что возможно создавать градацию интенсивности развития экзогенных геологических процессов как стандартную (весьма слабая, слабая, средняя, сильная, очень сильная, весьма сильная), так и увеличивать или уменьшать количество выделяемых зон в зависимости от учитываемых факторов и их весовых коэффициентов [1].

Литература

1. Иванусь И.В. Закономерности изменения свойств горных пород под влиянием процесса выветривания (на примере юрских аргиллитов г. Большой Сочи): дисс. ... канд. геолмин наук. Краснодар, 2005.

УДК 550.831.017

К ВОПРОСУ О ГРАВИТАЦИОННОЙ ТОМОГРАФИИ НА ОСНОВЕ F-АППРОКСИМАЦИИ

Керимов И.А.

ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

Аннотация. В статье рассмотрены вопросы разработки методов гравитационной томографии на основе F-аппроксимации аномального поля силы тяжести. Гравитационная томография является новым направлением в интерпретации гравиметрических данных, позволяющим изучать пространственное распределение плотности в заданном объеме геологической среды при минимуме априорной информации об источниках поля. Разработаны три модификации гравитационной томографии на основе F-аппроксимации.

В последние годы активно развивается новое направление в теории и практике интерпретации потенциальных полей, связанное с попытками изучения в некоторых частных случаях вертикального распределения плотности по данным гравиразведки [1-10, 16-25]. Это направление получило название «гравитационной томографии». Методы гравитационной томографии подразделяются на два типа: фильтрационный и аппроксимационный. В первом случае тем или иным способом выделяются «разноглубинные» составляющие из аномального гравитационного поля, во втором – строятся пространственные распределения плотностей $\sigma = \sigma(x, y, z)$, в определенном приближении отражающие основные элементы структурно-тектонического строения геологической среды [9].

Томография (от греческих слов tomos – часть, слой и grapho – пишу, черчу, рисую) представляет собой способ исследования геологических структур, позволяющий получать их послойное отображение. В разведочной геофизике широко используется метод сейсмической томографии, позволяющий получать дополнительную геологическую информацию. Обзор существующих методов гравитационной томографии приведен в статье Долгаля А.С. и Шархимуллина А.Ф. [9].

Одним из первых методы гравитационной томографии использовал в своей работе Ю.Я. Ващилов [6], который представил результаты послойного изучения плотностной структуры земной коры и верхней мантии на глубинах 20, 30, 40 и 60 км. По мнению Ю.Я. Ващилова, «массовая интерпретация аномалий силы тяжести в классе трехмерных блоковых моделей источников возмущения позволяет получить величины относительных изменений плотности в горизонтальном направлении» [6]. Однако сама идея послойного изучения пространственного распределения геоплотностных неоднородностей при интерпретации гравитационного поля была выдвинута значительно раньше в работе В.М. Новоселицкого об определении плотности горизонтального слоя, в которой задача сводится к интегральному уравнению Фредгольма первого рода [17]. Впоследствии Е.Г. Булахом

для этого предложено использование аппроксимационного подхода [3]. В гравиразведке с середины прошлого века широко известны глубинные характеристики трансформаций по И.Г. Клушину, рассчитанные для точечной массы и предназначенные для приближенной оценки интервалов глубин размещения источников. В 80-х гг. XX века Е.Г. Булах с соавторами разработал метод последовательного накопления и разрастания масс, позволяющий осуществлять построение геоплотностных разрезов и срезов изучаемого объема среды при минимуме априорной информации о возмущающих объектах, являющийся по сути «томографическим» методом [4].

К методам фильтрационной томографии относится метод векторного сканирования, разработанный под руководством В.М. Новоселицкого и реализованный в компьютерной технологии VECTOR. Система VECTOR базируется на устойчивом вычислении векторов горизонтальных градиентов, их обработке, трансформациях и последующем интегрировании трансформант. Эффективность технологии VECTOR подтверждена многочисленными результатами ее практического использования при решении широкого круга геологических задач, в том числе при поисках и разведке месторождений углеводородов [8, 18-20]. Примером аппроксимационной томографии является технология разделения источников гравитационного поля по глубине, разработанная под руководством П.С. Мартышко [16]. В последние годы появляется все больше примеров успешного решения разнообразных геологических задач на основе гравитационной томографии. Особо стоит упомянуть о результатах, полученных ГНПП «Аэрогеофизика» при использовании пакета программ СИГМА-3D. В частности, говорится о том, что «применение интерпретационной томографии показало ее достаточно высокую эффективность в самых разнообразных геологических условиях: Московская синеклиза, Прикаспий, Полярный Урал, Западная Сибирь и т.д.» [1, 2].

Различные вопросы теории и практики гравитационной томографии опубликованы в работах [1-10, 16-25 и др.].

Как было упомянуто выше в гравитационной томографии выделяются два подхода – фильтрационный и аппроксимационный. Гравитационная томография на основе аппроксимационного подхода имеет следующие преимущества:

• использование минимума априорной информации об источниках гравитационного поля;

• отсутствие трудоемких процедур построения начального приближения, использующихся в классических методах интерпретации;

• разделение интерпретируемого гравитационного поля на составляющие, обусловленные влиянием разноглубинных геологических слоев;

• использование вычислительных алгоритмов, допускающих обработку больших объемов исходной информации;

• возможность построения различных вариантов пространственных распределений геоплотностных неоднородностей в исследуемом объеме среды;

• возможность визуализации результативных интерпретационных построений в виде информационного куба.

Аналогичным примером является также метод разделения полей на основе F-аппроксимации, предложенный ранее.

Ниже рассматривается метод гравитационной томографии на основе F-аппроксимации. Как известно, задача построения F – аппроксимационной конструкции с вариационной постановкой сводится к решению СЛАУ:

$$\mathrm{A}\lambda = f_\delta\,, \tag{1}$$

в которой:

λ – N-вектор с компонентами λ_i (множители Лагранжа),

f_δ – N-вектор с компонентами $f_{i,\delta}$,
A – (N×N) – матрица со свойством

$$\mathrm{A} = \mathrm{A}^{\mathrm{T}} \geq 0 \tag{2}$$

и элементами a_{pq}, $1 \leq p,\ \ q \geq N$.

Формула для вычисления элементов матрицы A выглядит следующим образом:

$$a_{p,q} = \frac{3(2z_{p,q}^3 - 3\rho_{p,q}^2 z_{p,q})}{2\pi(z_{p,q}^2 + \rho_{p,q}^2)^{3.5}}\,, \tag{3}$$

где

$$z_{p,q} = x_3^{(p)} + x_3^{(q)} + 2H\,,$$

$$\rho_{p,q} = \sqrt{(x_1^{(p)} - x_1^{(q)})^2 + (x_2^{(p)} - x_2^{(q)})^2}\ .$$

На основе решения СЛАУ находятся множители Лагранжа (компоненты λ_i), используя которые можно восстановить поле, как в исходных пунктах, так и в любых заданных точках. Это позволяет редуцировать поле, заданное на нерегулярной и разновысотной сети на горизонтальную плоскость, а также выполнить пересчет элементов гравитационного поля в верхнее и нижнее полупространство.

1. Изучение пространственного распределения элементов гравитационного поля

Выражения для первой, второй и третьей вертикальной производной гравитационного потенциала имеют следующий вид:

$$V_z(\xi_{1,l}, \xi_{2,l}, \xi_{3,l}) = \frac{3}{2\pi}\sum_{k=1}^{N}\lambda_k \frac{(2z_{k,l}^2 - 3p_{k,l}^2)\cdot z}{(z_{k,l}^2 + p_{k,l}^2)^{\frac{7}{2}}} \tag{4}$$

$$V_{zz}(\xi_1, \xi_2, \xi_3) = \frac{15}{\pi}\sum_{k=1}^{N}\lambda_k \frac{8z_{k,l}^4 - 24\rho_{k,l}^2 z_{k,l}^2 + 3p_{k,l}^4}{(z_{k,l}^2 + \rho_{k,l}^2)^{4.5}} \tag{5}$$

$$V_{zzz}(\xi_{1,l}, \xi_{2,l}, h) = \frac{75}{\pi}\sum_{k=1}^{N}\lambda_k \frac{z_{k,l}(8(z_{k,l}+h)^4 - 40\rho_{k,l}^2(z_{k,l}+h)^2 + 15\rho_{k,l}^4)}{((z_{k,l}+h)^2 + \rho_{k,l}^2)^{5.5}}\,. \tag{6}$$

Приведенные выше формулы (4-6) могут быть использованы для пересчета поля силы тяжести и его производных на заданный уровень *h* как на нерегулярной, так и на регулярной сети. Метод нахождения трансформант аномального гравитационного поля на основе *F*-аппроксимации апробирован на широком классе модельных и фактических гравиметрических данных, показал высокую эффективность и точность решения такого класса задач [11-15, 22, 23]. Для изучения пространственного распределения элементов гравитационного поля в двухмерном варианте строятся серии графиков W_z, W_{zz} и W_{zzz} для различных высот h_i, а также разностные графики:

$$\Delta W_z = W_z(h_i) - W_z(h_{i-1}) \tag{7}$$

$$\Delta W_{zz} = W_{zz}(h_i) - W_{zz}(h_{i-1}) \tag{8}$$

$$\Delta W_{zzz} = W_{zzz}(h_i) - W_{zzz}(h_{i-1}) \tag{9}$$

В 3D варианте соответственно строятся кубы указанных выше элементов гравитационного поля. Полученные данные используются для качественной и количественной геологической интерпретации. Данный метод имеет ограничение в части пересчета элементов гравитационного поля в нижнее полупространство.

2. Разделение гравитационных аномалий на основе F-аппроксимации

Метод *F*-аппроксимаций элементов внешнего аномального гравитационного поля может быть применен для решения проблемы разделения полей, а именно – полей источников, залегающих в пределах существенно различающихся по глубине m структурных этажей. Рассмотрим вопрос разделения гравитационных аномалий на основе F-аппроксимации для случая m=2, т.е. когда предполагается, что априорно известна «двухэтажность» в расположении источников аномальных полей, т.е. существование двух таких плоскостей $\xi_3 = \text{const}$:

$$\xi_3 = -H_1,\ \xi_3 = -H_2,\ H_1 < H_2, \tag{10}$$

что носитель источников аномального поля *T* может быть представлен в следующем виде:

$$T = T_1 \cup T_2, \tag{11}$$

где

$$T_1 \subset D\ , D \subset \ddot{I}_1 = \{\xi; -H_2 < \xi_3 < -H_1\} \tag{12}$$

$$T_2 \subset \ddot{I}_2 = \{\xi;\ \xi_3 < -H_2\}. \tag{13}$$

Иначе говоря, определенная часть источников аномального поля принадлежит горизонтальному слою, ограниченному плоскостями $\xi_3 = -H_1$ (сверху) и $\xi_3 = -H_2$ (снизу), а остальные источники располагаются в полупространстве, ограниченном сверху поверхностью $\xi_3 = -H_2$. В этой ситуации разделение полей источников в T_1 и T_2 выполняется с использованием суммы интегральных представлений:

$$V(x) = V^{(1)}(x) + V^{(2)}(x) \tag{14}$$

при этом для каждой $V^{(1)}(x)$ и $V^{(2)}(x)$ выписывается свое представление соответствующим интегралом Фурье. *N*-векторы с компонентами $\lambda_i^{(1)}$ и $\lambda_i^{(2)}$, $1 \le i \le N$, находятся из решения соответствующих 2-х СЛАУ:

$$\mathrm{A}_1\lambda^{(1)} = f_\delta, \qquad \mathrm{A}_2\lambda^{(2)} = f_\delta, \tag{15}$$

где матрицы $\mathrm{A}_1 = \mathrm{A}_1^{\mathrm{T}} \ge 0$ и $\mathrm{A}_2 = \mathrm{A}_2^{\mathrm{T}} \ge 0$ имеют элементы, описываемые формулой (3). На заключительном этапе вычисляются компоненты поля от каждого слоя. Данная методика апробирована на модельных и реальных геолого-гравиметрических материалах [14].

3. Нахождение пространственного распределения функции Страхова

Предлагается для решения задач гравитационной томографии вычислять следующую функцию, которая является обобщением функции Березкина. Данную функцию предлагается именовать функцией Страхова:

$$\mathrm{S}(\mathrm{x},\mathrm{y},\mathrm{z}) = \frac{\left\|\mathrm{M}_2\right\|_{\mathrm{E}}^2(\mathrm{x},\mathrm{y},\mathrm{z})}{\int\limits_{-\infty}^{+\infty}\int\limits_{-\infty}^{+\infty}\left\|\mathrm{M}_2\right\|_{\mathrm{E}}^2(\mathrm{x},\mathrm{y},\mathrm{z})\mathrm{dx},\mathrm{dy}} \tag{15}$$

где

$$\mathrm{M}_2 = \begin{vmatrix} V_{\mathrm{xx}} & V_{\mathrm{xy}} & V_{\mathrm{xz}} \\ V_{\mathrm{xy}} & V_{\mathrm{yy}} & V_{\mathrm{yz}} \\ V_{\mathrm{xz}} & V_{\mathrm{yz}} & V_{\mathrm{zz}} \end{vmatrix} \tag{16}$$

$$\left\|\mathrm{M}_2\right\|_{\mathrm{E}}^2 = V_{\mathrm{xx}}^2 + V_{\mathrm{yy}}^2 + V_{\mathrm{zz}}^2 + 2(V_{\mathrm{xy}}^2 + V_{\mathrm{xz}}^2 + V_{\mathrm{yz}}^2) \tag{17}$$

Метод вычисления функции Страхова позволяет избежать ограничений пересчета в нижнее полупространство. По данной методике разработан алгоритм и компьютерная программа. В настоящее время выполняются тестовые расчеты на модельных и реальных гравиметрических примерах.

Выводы

Результаты апробирования алгоритмов и программ аппроксимационного подхода к спектральному анализу гравитационных и магнитных аномалий на модельных и фактических гравиметрических и магнитометрических данных позволяют сделать следующие выводы:

1. Результаты исследований подтверждают теоретические выводы об эффективности аппроксимационного подхода к спектральному анализу (F-аппроксимация) гравитационных полей.

2. Метод F-аппроксимации является высокоэффективным способом аналитической аппроксимации гравимагнитных полей и рельефа земной поверхности.

3. Алгоритмы и программы F-аппроксимации являются эффективным инструментом обработки и интерпретации гравиметрических и магнитометрических данных, заданных на неравномерной и разновысотной сети.

4. На основе метода F-аппроксимации разработаны три модификации гравитационной томографии: пересчет элементов гравитационного поля в верхнее и нижнее полупространства; разделение аномального гравитационного поля от разных структурных этажей; нахождение пространственного распределения функции Страхова.

5. Метод гравитационной томографии, основанный на изучении 3D распределения функции Страхова, рассчитанной на основе F-аппроксимации исходного гравитационного поля, является наиболее перспективным.

Литература

1. Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Буш В.А., Трусов А.А. Интерпретация аэрогеофизических данных при поисках месторождений нефти и газа // Разведка и охрана недр. 2006. № 5. С. 13-18.

2. Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Трусов А.А. Интерпретационная томография по данным гравиразведки и магниторазведки в пакете программ «СИГМА-3D» // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 31 сессии Междунар. семинара им. Д.Г.Успенского. М.: ОИФЗ РАН, 2004. С. 88-89.

3. Блох Ю.И. Проблема адекватности интерпретационных моделей в гравиразведке и магниторазведке // Геофизический вестник. 2004. №6. С. 10-15.

4. Булах Е.Г., Левашов С.П. Построение геоплотностных моделей методом последовательного накопления и разрастания аномальных масс // Изучение литосферы геофизическими методами (электромагнитные методы, геотермия, комплексная интерпретация). Киев: Наукова думка, 1987. С. 37-47.

5. Бычков С.Г. Современные технологии интерпретации гравиметрических данных при исследованиях на нефть и газ // Электронный научный журнал «Нефтегазовое дело». 2005. http://www.ogbus.ru/authors/Bychkov/Bychkov_1.pdf. – 22 с.

6. Ващилов Ю.А. Гравиметрическая томография – новое направление изучения твердой оболочки Земли // Доклады РАН. 1995. Т. 343. № 4. С. 532 – 536.

7. Вдовина Е.П. Томографический алгоритм решения прямой и обратной задачи гравиметрии с учетом плотностной неоднородности среды // Геоинформатика. 2010. №2. С. 46-53.

8. Долгаль А.С., Калинин Д.Ф., Олешкевич О.И, Симонов О.Н. Применение компьютерных технологий интерпретации геопотенциальных полей при прогнозирование платино-медно-никелевого оруденения // Разведка и охрана недр. 2006. № 8. С. 57-65.

9. Долгаль А.С., Шархимуллин А.Ф. О гравитационной томографии и путях ее дальнейшего развития // Вестник Пермского университета. Геология. 2009. Вып. 11(37).

10. Интерпретация аэрогеофизических данных при поисках месторождений твердых полезных ископаемых / П.С. Бабаянц, Ю.И. Блох, Е.И. Зубов и др. // Разведка и охрана недр. 2006. № 5. С. 18-27.

11. Керимов И.А. Использование F-аппроксимации при интерпретации гравиметрических данных. I. Методика и результаты опробования на модельных примерах // Физика Земли. 2003. №1. С. 57-76.

12. Керимов И.А. Использование F-аппроксимации при интерпретации гравиметрических данных. II. Результаты опробования на материалах гравиметрических и магнитометрических съемок // Физика Земли. 2009. №.5. С. 77-93.

13. Керимов И.А. F-аппроксимации рельефа земной поверхности // Физика Земли. 2009. №.8. С. 101-112.

14. Керимов И.А. Метод F-аппроксимации при решении задач гравиметрии и магнитометрии. М.: Физматлит, 2011. 264 с.

15. Керимов И.А. Теория и компьютерные технологии аналитических аппроксимаций аномальных потенциальных полей // Геология и геофизика Юга России. 2011. №2. С. 50-63.

16. Мартышко П.С., Новоселицкий В.М., Пруткин И.Л. О разделении источников гравитационного поля по глубине // Электронный научно-информационный журнал «Вестник отделения наук о Земле РАН», 2002. № 1(20). www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2002/scpub-7.htm#begin.

17. Новоселицкий В.М. К теории определения изменения плотности в горизонтальном пласте по аномалиям силы тяжести // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1965. № 5. С. 25-32.

18. Новоселицкий В.М., Долгаль А.С., Бычков С.Г. Новый алгоритмический базис технологии векторного сканирования геопотенциальных полей // Геофизические исследования Урала и сопредельных регионов. Материалы Международной конференции, посвященной 50-летию Института геофизики УрО РАН. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2008. С. 183-186.

19. Новоселицкий В.М., Простолупов Г.В. Векторная обработка гравиметрических наблюдений с целью обнаружения и локализации источников аномалий // Геофизика и математика. М.: ИОФЗ РАН, 1999. С.104-107.

20. Основные технологии векторной обработки и интерпретации гравитационных и магнитных полей / В.М. Новоселицкий, С.Г. Бычков, М.С. Чадаев и др. // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 28-сессии Международного семинара им. Д.Г.Успенского. М.: ОИФЗ РАН, 2001. С. 71-72.

21. Петрищевский А.М. Первые приближения к гравитационной томографии: принципиальные подходы, методика и геологические результаты // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 30-сессии Международного семинара им. Д.Г.Успенского. Казань: КГУ, 2009. С. 255-258.

22. Страхов В.Н., Керимов И.А. Аппроксимационные конструкции спектрального анализа (F-аппроксимация) гравиметрических данных // Физика Земли. 2001. №12. С.3-20.

23. Страхов В.Н., Керимов И.А., Степанова И.Э. Разработка теории и компьютерной технологии построения линейных аналитических аппроксимаций гравитационных и магнитных полей. М.: ИФЗ РАН, 2009. 254 с.

24. Тараканов Ю.А. Гравитационная томография // Проблемы геотомографии. М., 1997. С. 236-254.

25. Shirzaii M., Ardalan A. Gravity tomography for determination of the location and extent of interior structures of the Earth via wavelet transforms; case study: gravity tomographic map of the oil reservoirs // Geophysical Research Abstracts. Vol. 7, 2005. 00678

УДК 550.34

МОДЕЛИРОВАНИЕ АФТЕРШОКОВЫХ ПРОЦЕССОВ В ОБЛАСТИ РАЗРУШИТЕЛЬНЫХ ВАНСКИХ (1976 г., 2011 г.) ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Мкртчян М.А., Саакян Б.В, Геодакян Э.Г., Оганесян С.М.

ИГИС НАН РА, Гюмри, Армения

Благодаря развитию исследований в области теории разрушения твердого тела и физическому осмыслению параметров афтершокового процесса в законе Омори-Утсу в настоящее время проводятся многочисленные сейсмологические исследования, направленные на оценку напряженно-деформационного состояния геологической среды, разрядки напряжений очаговой зоны землетрясений, выявление модели разрядки напряжений в различных фазах афтершокового процесса, а так же прогнозирование афтершоковой активности.

В вышеперечисленных направлениях исследований прогнозирование афтершоковой активности имеет важное научно-прикладное значение. Актуальность этих исследований заключается в том, что вследствие основного толчка землетрясения многие здания и сооружения, получившие внутренние повреждения, становятся более уязвимыми и могут разрушиться даже при повторных толчках, магнитуда которых существенно уступает магнитуде главного толчка.

В последнее время в результате исследований афтершоковой активности многочисленных сильных землетрясений, разработано 2 основных методических подхода к прогнозированию афтершоковой активности [1, 2, 8].

Согласно первому подходу для генерации возможных сценариев будущей сейсмичности применяется метод Монте-Карло симуляции афтершокового процесса с заданной интенсивностью [6, 8]. Второй подход основан на моделировании афтершокового процесса на базисном интервале времени (0, t) и последующем переносе параметров модели на прогнозный интервал (t, t+h), здесь t – время после основного толчка [1], и на основе закона Гутенберга-Рихтера – к вероятностному оцениванию количества афтершоков в различных диапазонах магнитуд в разные интервалы времени [1, 7].

Первый подход применяется в тех случаях, когда невозможно получить аналитические выражения вероятности прогнозируемых событий [8]. Второй подход применяется при наличии достаточных сейсмостатистических данных.

В настоящей работе поставлена цель на основе сейсмостатистических данных афтершоковых процессов двух сильных землетрясений, произошедших в районе оз. Ван (Турция), с магнитудой M=7.1 1976 г., M=7.2 2011 г., осуществить краткосрочное прогнозирование афтершоковой активности.

Особый интерес к этим землетрясениям обусловлен тем, что их очаги расположены на эшелонированной Гайлату – Сеямчешме – Хой – Маку – Тавриз системе глубинных разломов, являющейся юго-восточной ветвью Северо-Анатолийского глубинного трансформного разлома. Это разломная система является передовой зоной коллизии Аравийской макроплиты и непосредственно примыкает к территории Армении (рис.1).

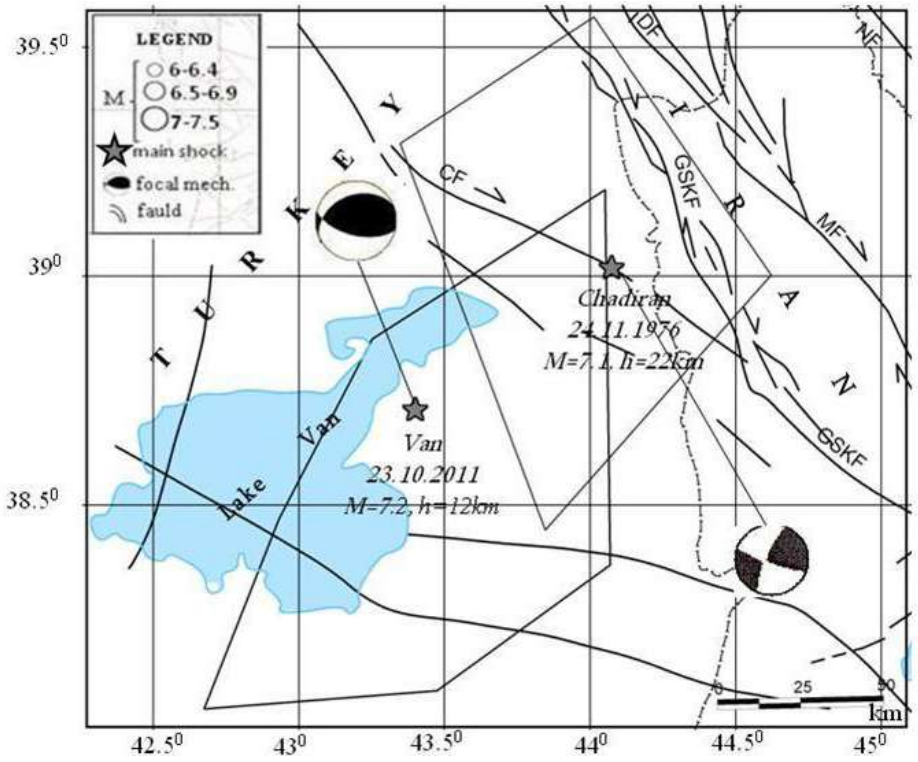


Рис. 1. Основные сейсмотектонические элементы в районе оз. Ван, механизмы очагов землетрясений 1976 г., 2011 г. и их афтершоковые поля

Активные геодинамические процессы, происходящие в этой коллизионной зоне, сопровождаются резкими изменениями тектонических напряжений и обусловленными ими сейсмотектоническими деформациями, благодаря которым формируется сейсмическая активность территории Армении.

Учитывая наличие достаточного количества сейсмостатистических данных афтершоковых последовательностей вышеуказанных землетрясений для краткосрочного прогнозирования афтершоковой активности, нами был применен второй методический подход.

Исследование осуществлялось в три этапа. На первом этапе был построен график затухания афтершокового процесса и оценены количественные значения основных характеристик закона Омори-Утсу [9]. Для этой цели из мировых (*NEIC, CMT*), региональных (*EMSC*), республиканских (*NSSP*) баз сейсмических данных была проведена выборка исходных данных основных толчков и их афтершоковых последовательностей землетрясений 1976 и 2011 гг. [10, 11]. Количество афтершоковых последовательностей для землетрясений 1976 и 2011 гг. составило, соответственно, 348($8 \le k \le 14$) и 6800($7 \le k \le 15$).

На основе закона Гутенберга-Рихтера определены представительные магнитудные классы для этих землетрясений и значение коэффициента b графика повторяемости (таб.1).

На основе этих данных были построены графики затухания афтершоков во времени (рис. 2(а), 3(а)).

Полученные графики показывают, что затухание афтершоковых процессов вышеуказанных землетрясений аппроксимируется гиперболической зависимостью и соответствует обобщенному закону Омори-Утсу [9]

$$n(t) = \frac{k}{(c+t)^p} \quad (1)$$

Применяя модель LPL (Limted power low) [3, 4], полученные графики степенного затухания с помощью билогарифмического представления были разложены на три составляющие (рис. 2(б), 3(б)), которые дают возможность оценить количественные параметры *A, p, c* закона Омори.

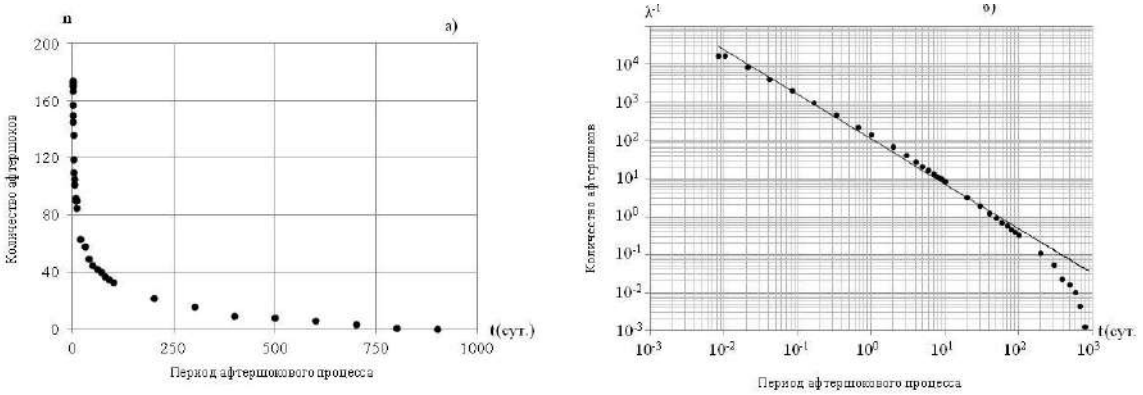


Рис. 2. Степенной (а) и логарифмический (б) графики затухания афтершокового процесса землетрясений 1976 г.

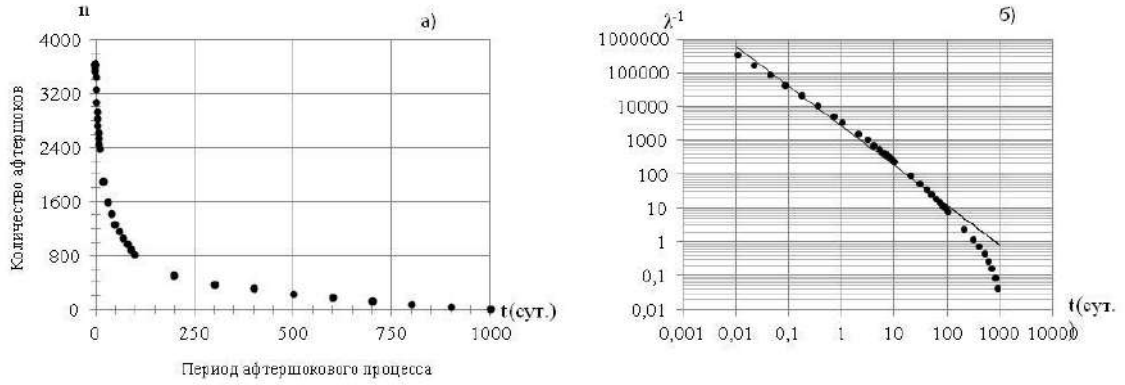


Рис.3. Степенной (а) и логарифмический (б) графики затухания афтершокового процесса землетрясений 2011 г.

Необходимые для осуществления последующих исследований численные значения параметров приведены в таблице 1.

Таблица 1

Численные значения основных параметров афтершоковых процессов землетрясений 1976 – 2011 гг.

Наз. земл.	M	M_0	b	N	A	p	c	λ_a	λ_b	t_1	t_2
24.11.1976г.	7.1	3.3	0.954	177	17.62	1.19	14.5	0.11	1.66E+0.4	0.0104	200
23.10.2011г.	7.2	2.7	1.008	3602	399	1.18	15.5	2.45	3.41E+0.5	0.01	200

На втором этапе осуществлен перенос полученных для базисного промежутка времени количественных значений параметров афтершоковых процессов на последующий прогнозируемый период времени. Для этой цели были применены предложенные Ризенбергом и Джонсом вероятностные зависимости между временем t и параметрами модели затухания [7].

$$n(t, M)= 10^{-bMi}A(t+c)^{-p} \quad (2)$$

где t – время после основного толчка; M – представительная магнитуда; b – параметр закона Гутенберга-Рихтера; A,p,c – параметры закона Омори-Утсу.

Согласно подходу Ризенберга-Джонса параметры закона Омори-Утсу оценивались на базисном интервале (10 суток), на каждом шаге время t увеличивалось на 0.5 суток. Прогноз выполнялся на момент времени 1.5t для магнитуд больших или равных $M_0 \le M_i \le M_m$-2, где M_0-магнитуда полноты каталога, M_m – магнитуда основного толчка [1]. Магнитудные интервалы увеличивались с шагом Δm=0.5 [5]. Для каждой группы магнитуд рассчитывались количественные значения афтершокового потока за последующие базисные интервалы времени, равные 5, 10, 20, 30 суткам, численные значения которых приведены в таблице 2.

Таблица 2

Прогнозируемые и наблюденные численные значения афтершоковых потоков

			Прогнозируемые численные значения					Наблюденные численные значения				
			n (M0≤Mi≤Mm-2)									
			M=3	M=3.5	M=4	M=4.5	M=5	M=3	M=3.5	M=4	M=4.5	M=5
24.11.1976г.	t(сут)	5	–	40	24	5	3	–	34	21	7	4
		10	–	56	27	7	4	–	51	24	8	5
		20	–	62	29	9	6	–	65	27	11	7
		30	–	65	32	12	7	–	70	27	11	7
23.10.2011г.	t_0(сут)	5	380	300	102	32	9	358	286	95	34	10
		10	690	440	125	40	10	659	407	121	42	11
		20	1020	560	142	52	11	972	526	145	57	12
		30	1270	630	155	60	13	1203	588	159	64	15

На третьем этапе проводился сравнительный анализ прогнозируемых и реально наблюденных афтершоковых потоков. Для этой цели на основе численных данных, приведенных в таблице 2, осуществлено графическое представление прогнозирования афтершоковой активности (рис. 4, 5). На этих графиках ось абсцисс представляет собой прогнозируемые интервалы времени, а по оси ординат отсчитывается количество прогнозируемых афтершоков в магнитудных интервалах Δm=0.5.

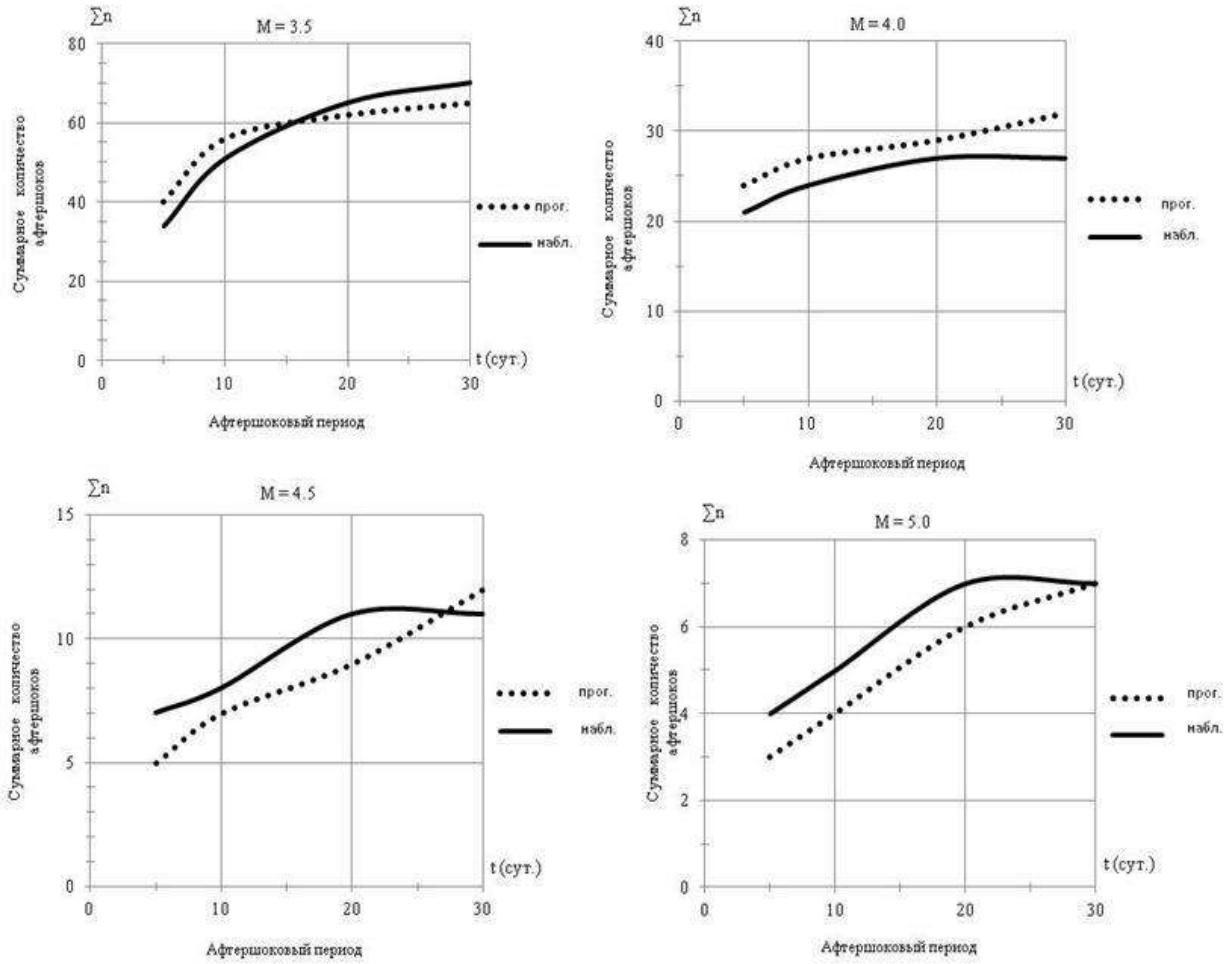


Рис. 4. Наблюденные и прогнозируемые количества афтершоков в $M_0 \leq M_i \leq M_m$-2 магнитудном интервале для прогнозируемых интервалов времени при землетрясении 1976 г.

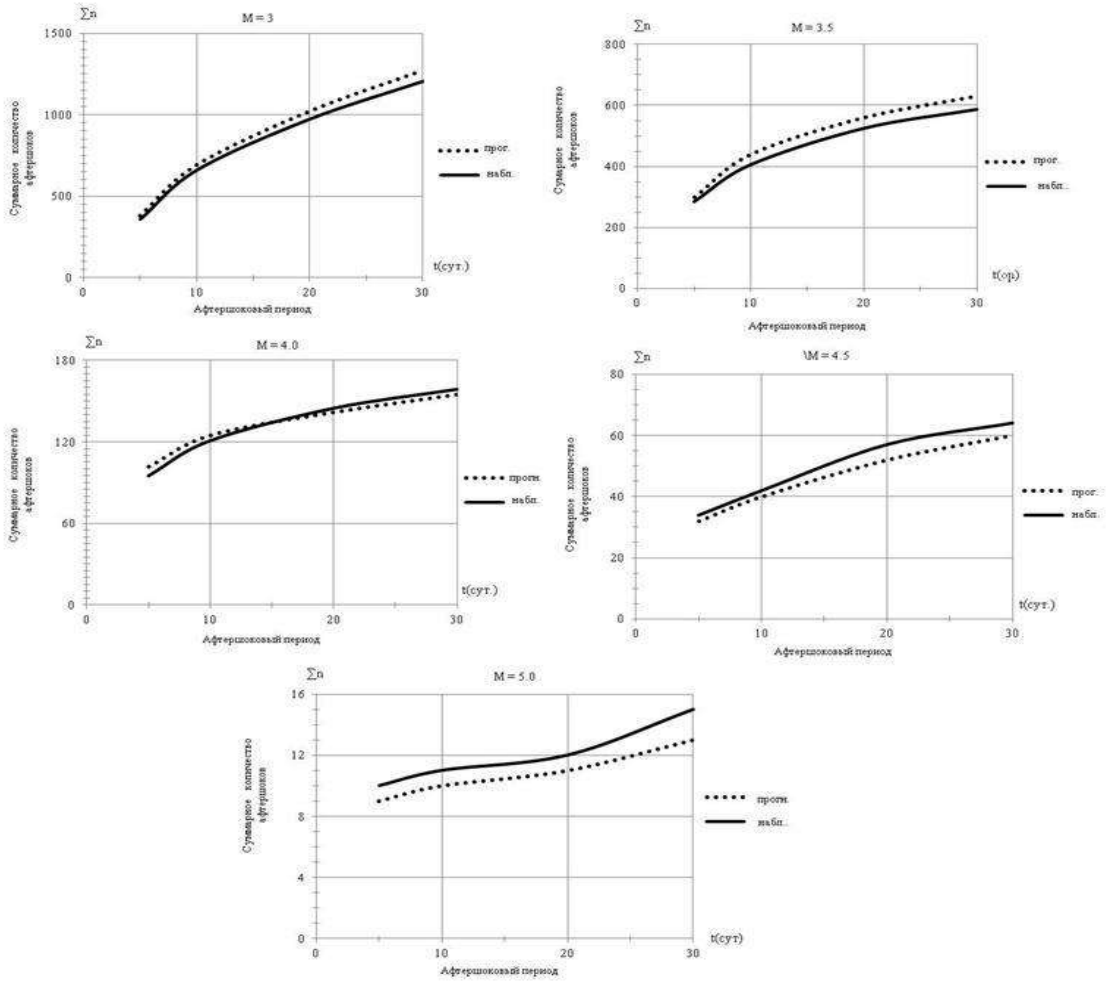


Рис. 5. Наблюденные и прогнозируемые количества афтершоков в $M_0 \leq M_i \leq M_m$-2 магнитудном интервале для прогнозируемых интервалов времени при землетрясении 2011 г.

Для сравнительного анализа за основу были приняты реальные наблюденные значения, относительно которых проводился расчет среднего квадратичного отклонения прогнозируемых значений от наблюденных

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum(n_i - \bar{n})^2}{n(n-1)}} \qquad (3)$$

где n_i – прогнозируемые расчетные значения; – реально наблюденные значения.

Оценены доверительные интервалы прогнозируемой афтершоковой активности, которые, соответственно, составляют 76% (1976 г.) и 92% (2011 г). Значительное различие процентных значений доверительных интервалов краткосрочных афтершоковых активностей,

при практически одинаковых значениях параметров p,c, по всей вероятности, обусловлено порядковым различием количественных значений величин параметров A. Порядковое различие параметра A связано с общим количеством сейсмостатистических данных по каждому землетрясению, и с уровнями их энергетических представлений.

Из полученных результатов приходим к заключению, что предлагаемые методические подходы приемлемы для краткосрочного прогнозирования афтершоковой активности сильных землетрясений Армянского Нагорья.

Литература

1. Баранов С.В., Шебалин П.Н. Методика краткосрочного прогноза афтершоковой активности // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Девятой Международной сейсмологической школы Республика Арменич, 8-12 сентября 2014 г. С. 64-68.

2. Баранов С.В., Чебров Д.В. Моделирование и прогнозирование афтершоковых процессов Камчаткии // Физика Земли. 2012. №11-12, С. 35-46.

3. Шебалин П. Н. Афтершоки как индикаторы напряженного состояния в системе разломов //Доклады академии наук. 2004. Т. 398, № 2. С. 249-254.

4. Holschneider M., Narteau C., Shebalin P., Peng Z., and Schorlemmer D. Bayesian analysis of the modified Omori law//Journal of geophysical research, vol. 117, bxxxxx, doi:10.1029/2011jb009054, 2012.

5. Helmstetter A. and Sornette D. Bath´s law derived from the Gutenberg-Richter law and from aftershock properties //Geophys. Res. Lett., 30 (2003) 2069.

6. Helmstetter A. and Sornette D. Predictability in the epidemic-type aftershock sequence model of interacting triggered seismicity // J.Geophys. Res. 2003. V. 108, N B10. P. 8-18.

7. Reasenberg P.A., Jons L.M. Earthquake hazard after a main shock in California // Science. 1989. V.242, N4895. P. 1173-1176.

8. Ogata Y. Seismicity analysis through point-process modeling: A Review // Pure Appl. Geophys.-1999. V.242. N 2-4. P. 471-507.

9. Omori F. // J.Colloid Sci.Imp.Univ. Tokyo. 1894. V.7. P. 111-200.

10. http://neic.usgs.gov.

11. www.emsc.org.

УДК 627.8

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СИНХРОННОГО ВОДОЗАБОРНОГО ПРОЦЕССА В СЛОИСТО-СТРАТИФИЦИРОВАННОМ ВОДОЁМЕ

Музаев И.Д.[1,2], Харебов К.С.[1], Музаев Н.И.[1]

[1]ГФИ ВНЦ РАН, Владикавказ, Россия

[2]Финуниверситет, Владикавказ, Россия

Аннотация. В статье разработаны теоретические положения синхронного селективного водозаборного процесса в двухслойном стратифицированном водоёме, когда вода забирается синхронно из нижнего и верхнего слоев через два окна устроенных на участках грани водоёма. Составленная математическая модель рассматриваемого процесса представляет контактную начально-краевую задачу теории поверхностных и внутренних гравитационных волн в идеальной несжимаемой слоисто однородной жидкости. В результате решения поставленной начально-краевой задачи получена совокупность расчетных формул, которая с привлечением компьютерных вычислительных средств позволяет выбирать габаритные размеры водозаборных окон, отметки их заглубления, а также скорости забираемой через окна воды, с целью обеспечить водозабор исключительно из необходимого слоя с повышенным расходом воды через окно. Подбор этих входных параметров водозаборного устройства на основе полученной совокупности формул обеспечивает селективный водозаборный процесс из необходимого слоя стратифицированного водоёма.

Введение

Известно, что проблема водоснабжения различных промышленных предприятий, в том числе тепловых и атомных электростанций требует решения ряда теоретических задач относительно качества и температуры забираемой воды из стратифицированного водоема. В ряде случаев бывает целесообразным забирать воду из нижнего слоя, где вода летом бывает холоднее, чем в верхнем слое. А иногда бывает необходимым забирать воду из верхнего слоя, где вода бывает чище, чем в нижнем мутном слое. При этом проектирование и компьютерное моделирование водозаборного устройства и процесс забора воды должен исключить захват воды из другого слоя. Известно, что такой способ забора воды из стратифицированного водоёма называется селективным [1-3].

В справочных литературных источниках [1-2], а также в строительных нормах и правилах [3] для расчета и проектирования водозаборных устройств рекомендуются к использованию эмпирические формулы А.Края; Д.Харлемана и И.Макарова[1-2]. В работе [6] получена совокупность расчетных формул позволяющих рассчитать входные параметры водозаборных устройств, обеспечивающие селективный водозаборный процесс из промежуточного слоя трехслойного стратифицированного водоема. Расчеты, выполненные по вышеупомянутым эмпирическим формулам, а также совокупностью расчетных формул полученных в [6] показывают, что селективный водозаборный процесс можно обеспечить при весьма малых значениях скорости и расхода воды через водозаборные окна. Скорость водозабора должны быть не выше 12 см/с в зависимости от отметки верхней кромки окна (верхнее критическое положение поверхности раздела слоев). Дальнейшее увеличение скорости провоцирует нарушение селективного водозаборного процесса. Из этого следует, что

производительность селективных водозаборных устройств с точки зрения забираемого расхода весьма низкая.

В данной статье впервые в мире разработаны теоретические положения синхронного селективного водозаборного процесса в двухслойном стратифицированном водоёме и доказано утверждение, что синхронный способ забора воды из стратифицированного водоёма существенно повышает производительность водозаборного устройства, т.е. становится возможным забирать воду с высоким расходом.

Постановка и решение контактной начально-краевой задачи моделирующей синхронный селективный водозаборный процесс

На рисунке 1 представлена расчетная схема синхронного водозаборного процесса в двухслойном стратифицированном водоёме.

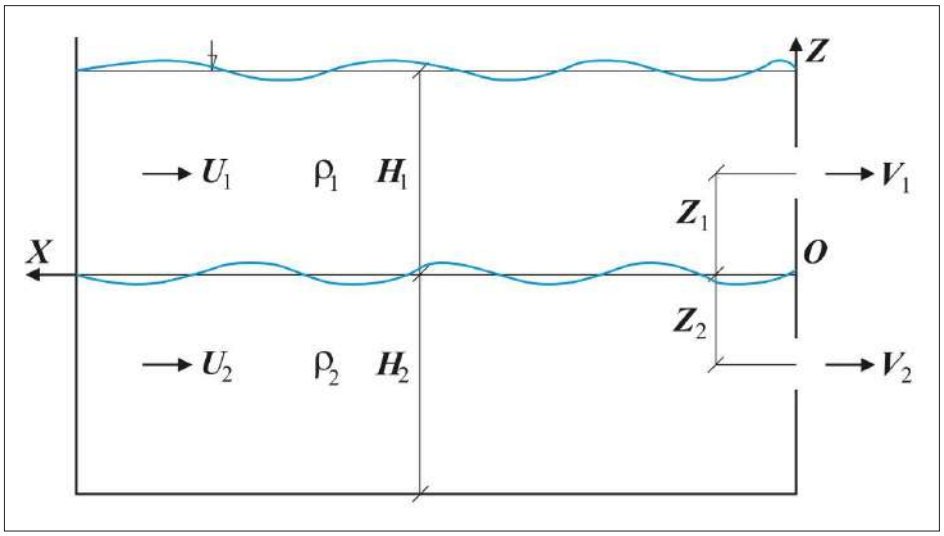


Рис. 1. Расчетная схема синхронного водозаборного процесса

Вода забирается из верхнего слоя через верхнее окно и одновременно из нижнего слоя через нижнее окно. Водоём схематизирован в виде прямоугольного параллелепипеда с длиной L_1 и шириной L_2.Через ρ_1, ρ_2, H_1 и H_2 обозначены плотности и толщины верхнего и нижнего слоев воды соответственно. Селективный водозаборный процесс будет обеспечен, если волновая поверхность раздела слоев не опустится до отметки верхней кромки нижнего окна (верхнее критическое положение поверхности раздела слоев), либо не поднимется до отметки нижней кромки верхнего окна (нижнее критическое положение поверхности раздела слоев). В выбранной пространственной координатной системе *OXYZ* ось *OX* направлена вдоль невозмущенной поверхности раздела слоев. Ось *OY* направлена по ширине, а ось *OZ* направлена вертикально вверх.

При включении водозаборной системы первоначально горизонтальные положения поверхности раздела слоев и свободной поверхности возмущаются и на них образуются внутренние и поверхностные гравитационные волны. Отметку нижней кромки верхнего водозаборного окна и отметку верхней кромки нижнего окна, высоты окон a_1 и a_2, а также

скорости забора воды через них необходимо подобрать таким образом, чтобы возмущенная поверхность раздела слоев не достигала указанных отметок. Очевидно, что при этом будет обеспечен селективный водозабор из верхнего и нижнего слоя, соответственно через верхнее и нижнее окно. При водозаборе используется только один слой, а забор из другого слоя надо возвращать в водоём в тот же слой.

Согласно линейной теории поверхностных и внутренних гравитационных волн в идеальной несжимаемой жидкости математическую модель вышеописанного водозаборного процесса будет представлять следующая контактная начально-краевая задача [6-10].

$$\Delta\varphi_1(x,y,z,t) = 0, \ \ при\ 0 < z < H_1, \tag{1}$$

$$\Delta\varphi_2(x,y,z,t), \ \ при - H_2 < z < 0, \tag{2}$$

$$\varphi_1 = \varphi_2 = \frac{\partial\varphi_1}{\partial t} = \frac{\partial\varphi_2}{\partial t}, при\ t = 0, \tag{3}$$

$$\left.\frac{\partial\varphi_1}{\partial x}\right|_{x=0} = V_1(y,z,t), \left.\frac{\partial\varphi_1}{\partial x}\right|_{x=L_1} = U_1(t), \tag{4}$$

$$\left.\frac{\partial\varphi_1}{\partial y}\right|_{y=0} = 0, \left.\frac{\partial\varphi_1}{\partial y}\right|_{y=L_2} = 0, \tag{5}$$

$$\left.\frac{\partial\varphi_2}{\partial x}\right|_{x=0} = V_2(y,z,t), \left.\frac{\partial\varphi_2}{\partial x}\right|_{x=L_1} = -U_2(t), \tag{6}$$

$$\left.\frac{\partial\varphi_2}{\partial y}\right|_{y=0} = 0, \left.\frac{\partial\varphi_2}{\partial y}\right|_{y=L_2} = 0, \tag{7}$$

$$\left.\left(\frac{\partial^2\varphi_1}{\partial t^2} + g\frac{\partial\varphi_1}{\partial z}\right)\right|_{z=H_1} = 0, \left.\frac{\partial\varphi_1}{\partial z}\right|_{z=0} = \left.\frac{\partial\varphi_2}{\partial z}\right|_{z=0}, \tag{8}$$

$$\rho_1\left.\left(\frac{\partial^2\varphi_1}{\partial t^2} + g\frac{\partial\varphi_1}{\partial z}\right)\right|_{z=0} = \rho_2\left.\left(\frac{\partial^2\varphi_2}{\partial t^2} + g\frac{\partial\varphi_2}{\partial z}\right)\right|_{z=0}, \left.\frac{\partial\varphi_2}{\partial z}\right|_{z=-H_2} = 0, \tag{9}$$

В этих выражениях приняты следующие обозначения:φ_1, φ_2, - потенциалы скоростей в верхнем и нижнем слоях воды соответственно; *x, y, z*–пространственные координаты жидкой точки; t–время; *g*–ускорение силы тяжести; Δ – дифференциальный оператор Лапласа по пространственным координатам; V_1, V_2 - скорости забора воды через верхнее и нижнее окно соответственно; ρ_1, ρ_2, H_1 и H_2 - плотности и толщины верхнего и нижнего слоев воды соответственно; U_1, U_2, - скорости затекания воды в верхнем и нижнем слоях соответственно.

Скорости $V_1(y,z,t)$ и$V_2(y,z,t)$ задаются следующим образом: если точка с координатами $(0,y,z)$ принадлежит водозаборным окнам то $V_1(y,z,t)=V_1(t)$ и$V_2(y,z,t)=V_2(t)$. В противном случае $V_1(y,z,t) =V_2(y,z,t) = 0$.

$$V_1(t) = \begin{cases} V_1\frac{t}{t_0}, \ при\ 0 \le t \le t_0, \\ V_1, \ при\ t \ge t_0, \end{cases}$$

$$V_2(t) = \begin{cases} V_2\frac{t}{t_0}, \ при\ 0 \le t \le t_0, \\ V_2, \ при\ t \ge t_0, \end{cases} \tag{10}$$

$$U_1(t) = \begin{cases} U_1\frac{t}{t_0}, \ при\ 0 \le t \le t_0, \\ U_1, \ при\ t \ge t_0, \end{cases}$$

$$U_2(t) = \begin{cases} U_2\frac{t}{t_0}, \ при\ 0 \le t \le t_0, \\ U_2, \ при\ t \ge t_0, \end{cases}$$

где t_0 – промежуток времени синхронного включения водозаборной системы.

При известных потенциалах скоростей уравнение волновой поверхности раздела слоев определяется по следующему выражению [6-10].

$$\eta(x,y,t) = \frac{\rho_1}{(\rho_2-\rho_1)g}\frac{\partial\varphi_1}{\partial t}\Big|_{z=0} - \frac{\rho_2}{(\rho_2-\rho_1)g}\frac{\partial\varphi_2}{\partial t}\Big|_{z=0}, \quad (11)$$

Поставленная контактная начально-краевая задача (1) – (10) решена путём применения следующих методов математической физики. Вначале проведено интегральное преобразование Лапласа по времени *t*. Затем применены конечные косинус интегральные преобразования Фурье по переменным *x* и *y* в пределах (0, L_1) и (0, L_2)– соответственно. В результате таких преобразований выражения (1) – (11) приводятся к следующему виду [11-12].

$$\frac{d^2\widetilde{\Psi_1}}{dz^2} - \lambda^2\widetilde{\Psi_1} = (-1)^n\beta_m\widetilde{U_1} - \alpha_m\widetilde{V_1}, \quad (12)$$

$$\frac{d^2\widetilde{\Psi_2}}{dz^2} - \lambda^2\widetilde{\Psi_2} = (-1)^n\beta_m\widetilde{U_2} - \alpha_m\widetilde{V_2}, \quad (13)$$

$$\left(P^2\widetilde{\Psi_1} + g\frac{d\widetilde{\Psi_1}}{dz}\right)\Big|_{z=H_1} = 0, \frac{d\widetilde{\Psi_1}}{dz}\Big|_{z=0} = \frac{d\widetilde{\Psi_2}}{dz}\Big|_{z=0}, \quad (14)$$

$$\rho_1\left(P^2\widetilde{\Psi_1} + g\frac{d\widetilde{\Psi_1}}{dz}\right)\Big|_{z=0} = \rho_2\left(P^2\widetilde{\Psi_2} + g\frac{d\widetilde{\Psi_2}}{dz}\right)\Big|_{z=0}, \frac{d\widetilde{\Psi_2}}{dz}\Big|_{z=-H_2} = 0, \quad (15)$$

$$\widetilde{\Psi_1} = \int_0^{+\infty} e^{-pt}dt\int_0^{L_1}\cos a_n x dx\int_0^{L_2}\varphi_1\cos a_m y dy, \quad (16)$$

$$\widetilde{\Psi_2} = \int_0^{+\infty} e^{-pt}dt\int_0^{L_1}\cos a_n x dx\int_0^{L_2}\varphi_2\cos a_m y dy, \quad (17)$$

$$\widetilde{\eta_{n,m}} = \frac{p}{(\rho_2-\rho_1)g}\left(\rho_1\widetilde{\Psi_1} - \rho_2\widetilde{\Psi_2}\right)\Big|_{z=0}, \quad (18)$$

где p – параметр преобразования Лапласа, знаком~ над символом обозначено изображение, соответствующее символу гидродинамической величины.

Решив контактную краевую задачу (12)-(15) относительно обыкновенных дифференциальных уравнений второго порядка определяются функции $\widetilde{\Psi_1}$ и $\widetilde{\Psi_2}$, и, следовательно, и потенциалы скоростей φ_1 и φ_2 в изображениях.

Правая часть выражения (18) относительно параметра p интегрального преобразования Лапласа получается в виде произведения $\widetilde{V_1}$, $\widetilde{V_2}$, $\widetilde{U_2}$, $\widetilde{U_2}$ и дроби где в числителе содержится кубический полином с нулевым свободным членом. В знаменателе же содержится биквадратный полином. В связи с этим вычисление оригинала $\widetilde{\eta_{n,m}}$ не связано с большими математическими трудностями. Для его вычисления достаточно использовать таблицу операционного исчисления и теорему о свертке двух функций. Окончательно для уравнения волновой поверхности раздела слоев получается следующая совокупность расчетных формул:

$$\eta(x,y,t) = \sum_{n=1}^{\infty}\sum_{m=1}^{\infty}\eta_{n,m}\cos a_n x\cdot\cos a_m y + \sum_{n=1}^{\infty}\eta_{n,0}\cos a_n x + \sum_{m=1}^{\infty}\eta_{0,m}\cos a_m y,$$

$$\eta_{n,m}(t) = -\frac{1}{S_{n,m}\left(\omega_{2,n,m}^2 - \omega_{1,n,m}^2\right)}\left\{\frac{\rho_1}{\rho_2} th\lambda_{n,m}H_2\left[\left(I_{1,n,m}\cdot\omega_{2,n,m}^2 - \right.\right.\right.$$
$$\left.\left.\left.-g\lambda_{n,m}\cdot I_{2,n,m}\right)\Phi_{2,n,m}(t) - \left(I_{1,n,m}\cdot\omega_{1,n,m}^2 - g\lambda_{n,m}\cdot I_{2,n,m}\right)\Phi_{1,n,m}(t)\right] +$$
$$+I_{3,n,m}\left[\left(\omega_{2,n,m}^2 - g\lambda_{n,m}th\lambda_{n,m}H_1\right)\Phi_{2,n,m}(t) - \right.$$
$$\left.-\left(\omega_{1,n,m}^2 - g\lambda_{n,m}th\lambda_{n,m}H_1\right)\Phi_{2,n,m}(t)\right\},$$

$$\omega_{1,n,m} = \sqrt{g\lambda_{n,m}\frac{S_{2,n,m}}{2}\left(1 - \sqrt{1 - \frac{4S_{1,n,m}S_{3,n,m}}{S_{2,n,m}^2}}\right)},$$

$$\omega_{2,n,m} = \sqrt{g\lambda_{n,m}\frac{S_{2,n,m}}{2}\left(1 + \sqrt{1 - \frac{4S_{1,n,m}S_{3,n,m}}{S_{2,n,m}^2}}\right)},$$

$$S_{1,n,m} = 1 + \frac{\rho_1}{\rho_2} th\lambda_{n,m}H_1 th\lambda_{n,m}H_2$$
$$S_{2,n,m} = th\lambda_{n,m}H_1 + th\lambda_{n,m}H_2 \qquad (19)$$
$$S_{3,n,m} = \left(1 - \frac{\rho_1}{\rho_2}\right) th\lambda_{n,m}H_1 th\lambda_{n,m}H_2$$

$$\Phi_{1,n,m}(t) = \begin{cases} \dfrac{1 - \cos\omega_{1,n,m}t}{t_0\omega_{1,n,m}^2}, & npu\ 0 \le t < t_0 \\ \dfrac{\cos\omega_{1,n,m}(t - t_0) - \cos\omega_{1,n,m}t}{t_0\omega_{1,n,m}^2}, & npu\ t \ge t_0 \end{cases}$$

$$\Phi_{2,n,m}(t) = \begin{cases} \dfrac{1 - \cos\omega_{2,n,m}t}{t_0\omega_{2,n,m}^2}, & npu\ 0 \le t < t_0 \\ \dfrac{\cos\omega_{2,n,m}(t - t_0) - \cos\omega_{2,n,m}t}{t_0\omega_{2,n,m}^2}, & npu\ t \ge t_0 \end{cases}$$

$$I_{1,n,m} = (-1)^n\frac{\beta_m U_1}{\lambda_{n,m}}\cdot\frac{1 + e^{-2\lambda_{n,m}H_1} - 2e^{-\lambda_{n,m}H_1}}{1 + e^{-2\lambda_{n,m}H_1}} -$$
$$-\frac{\alpha_m V_1\left[e^{-\lambda_{n,m}\left(Z_1 - \frac{a_1}{2}\right)} + e^{-\lambda_{n,m}\left(2H_1 - Z_1 + \frac{a_1}{2}\right)} - e^{-\lambda_{n,m}\left(Z_1 + \frac{a_1}{2}\right)} - e^{-\lambda_{n,m}\left(2H_1 - Z_1 + \frac{a_1}{2}\right)}\right]}{\lambda_{n,m}\left(1 + e^{-2\lambda_{n,m}H_1}\right)},$$

$$I_{2,n,m} = (-1)^n\frac{\beta_m U_1}{\lambda_{n,m}}\cdot\frac{1 - e^{-\lambda_{n,m}H_1}}{1 + e^{-2\lambda_{n,m}H_1}} -$$
$$-\frac{\alpha_m V_1\left[e^{-\lambda_{n,m}\left(Z_1 - \frac{a_1}{2}\right)} - e^{-\lambda_{n,m}\left(2H_1 - Z_1 + \frac{a_1}{2}\right)} - e^{-\lambda_{n,m}\left(Z_1 + \frac{a_1}{2}\right)} + e^{-\lambda_{n,m}\left(2H_1 - Z_1 + \frac{a_1}{2}\right)}\right]}{\lambda_{n,m}\left(1 + e^{-2\lambda_{n,m}H_1}\right)},$$

$$I_{3,n,m} = (-1)^n\frac{\beta_m U_2}{\lambda_{n,m}}\cdot\frac{1 - 2e^{-\lambda_{n,m}H_2}}{1 + e^{-2\lambda_{n,m}H_2}} -$$
$$-\frac{\alpha_m V_2\left[e^{-\lambda_{n,m}\left(Z_2 + \frac{a_2}{2}\right)} - e^{-\lambda_{n,m}\left(2H_2 - Z_2 - \frac{a_2}{2}\right)} - e^{-\lambda_{n,m}\left(Z_2 - \frac{a_2}{2}\right)} + e^{-\lambda_{n,m}\left(2H_2 - Z_2 + \frac{a_3}{2}\right)}\right]}{\lambda_{n,m}\left(1 + e^{-2\lambda_{n,m}H_1}\right)},$$

$$\beta_m = \begin{cases} 1, & при m = 0 \\ 0, & при m = 1,2,.. \end{cases} \alpha_m = \begin{cases} \frac{b}{L_2}, & при m = 0 \\ \frac{b}{L_2 a_m} \cos a_m y_0 \cdot \sin a_m \frac{b}{2}, & при m = 1,2,.. \end{cases},$$

$$a_m = \frac{m\pi}{L_2}, \quad a_n = \frac{n\pi}{L_1}, \qquad \lambda_{n,m} = \sqrt{a_n^2 + a_m^2},$$

$$th\lambda_{n,m}H_1 = \frac{1 - e^{-2\lambda_{n,m}H_1}}{1 + e^{-2\lambda_{n,m}H_1}},$$

$$th\lambda_{n,m}H_2 = \frac{1 - e^{-2\lambda_{n,m}H_2}}{1 + e^{-2\lambda_{n,m}H_2}},$$

$$U_1 = V_1 \frac{a_1 b}{H_1 L_2}, \qquad U_2 = V_2 \frac{a_2 b}{H_2 L_2}.$$

Величины $\eta_{n,0}(t)$ и $\eta_{0,m}(t)$ вычисляются так же как $\eta_{n,m}(t)$ с той разницей, что в совокупности формул (19) величину $\lambda_{n,m}$ надо заменить на a_n и на a_m соответственно.

Полученная совокупность расчетных формул (19) позволяет с привлечением компьютерных вычислительных средств подобрать значения входных параметров водозаборных окон и скорости забора воды через них (т.е. значения величин z_1, z_2, a_1, a_2, v_1, иv_2) обеспечивающих селективный водозабор из нижнего слоя либо из верхнего слоя. Воду, забираемую из другого слоя надо возвращать обратно в водоём. Для этого необходимо соблюдение следующих двух неравенств для критических положений поверхности раздела слоев:

$$\begin{cases} \max \eta(0, y_0, t) < z_1 - \frac{a_1}{2}, \\ \min \eta(0, y_0, t) > z_2 + \frac{a_2}{2} \end{cases}$$

Некоторые результаты компьютерных вычислительных экспериментов выполненных по совокупности расчетных формул (19)

На базе полученной совокупности расчетных формул (19) разработан алгоритм и компьютерная программа для выполнения вычислительных компьютерных экспериментов по установлению нижнего и верхнего критических положений поверхности раздела слоев у водозаборных окон. В сою очередь эти разработки позволяют обеспечить селективный водозаборный процесс при заборе воды из нижнего либо из верхнего слоя стратифицированного водоема. На рис. 2-7 представлены некоторые результаты выполненных компьютерных вычислительных экспериментов для случая плоской задачи, когда ширина окна равна ширине схематизированного водоема.

На рисунке 2 представлены 3 графика зависимости смещения поверхности раздела слоев воды у водозаборных окон, т.е. графики функции η = η(0,*t*).

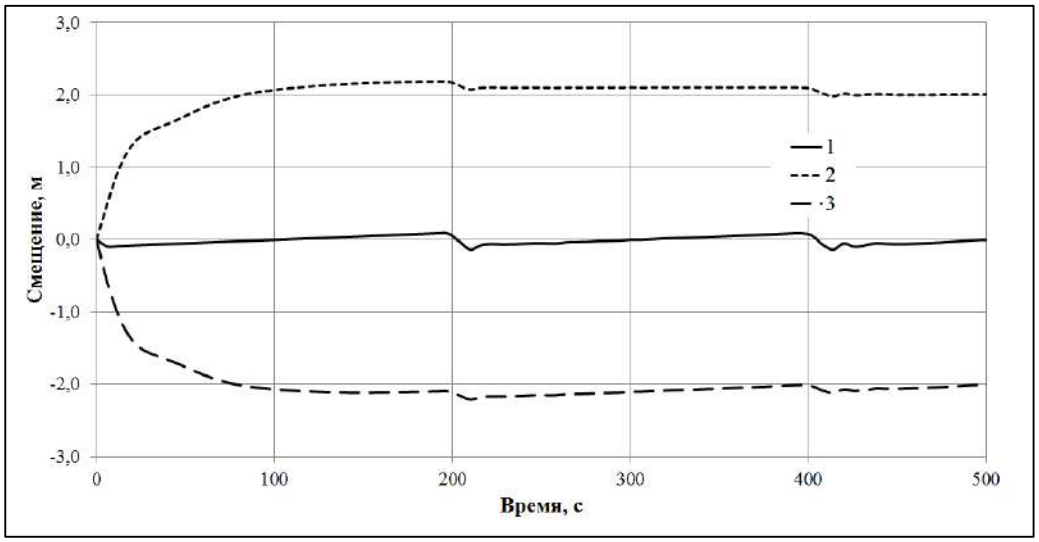


Рис. 2. Графики зависимости от времени смещения поверхности раздела слоев воды при: 1 – синхронном заборе воды; 2 – заборе воды только из верхнего слоя; 3 – заборе воды только из нижнего слоя. $a_1 = a_2 = 1$ м, $H_1 = H_2 = 5$ м, $Z_1 = Z_2 = 2{,}5$ м, $v_1 = v_2 = 1$ м/с, $L = 1000$ м, $\rho_1 = 998$ кг/м^3, $\rho_2 = 1000$ кг/м^3

График 1 соответствует случаю, когда вода забирается синхронно из обоих слоев через окна 1 и 2. Высоты окон $a_1 = a_2 = 1$ м. Скорости забора воды через окна $v_1 = v_2 = 1$ м/с. Остальным входным параметрам присваиваются следующие числовые значения: $L = 1000$ м, $\rho_1 = 998$ кг/м^3, $\rho_2 = 1000$ кг/м^3. График 2 соответствует случаю, когда вода забирается через верхнее окно из верхнего слоя: $v_1 = 1$ м/с, $v_2 = 0$м/с. График 3 соответствует случаю, когда вода забирается только из нижнего слоя через нижнее окно: $v_1 = 0$ м/с, $v_2 = 1$ м/с. Остальным входным параметрам в обоих случаях присваиваются такие же числовые значения, как и в первом случае.

Сопоставительный анализ этих трех графиков показывает следующее.

• В первом случае, когда вода забирается из обоих слоев синхронно, поверхность раздела слоев практически остается неподвижной, т.е. в процессе забора воды через окна поверхность раздела слоев сохраняет первоначальное горизонтальное положение при любых равных значениях скоростей водозабора $v_1 = v_2$.

• Во втором случае, когда вода забирается через верхнее окно из верхнего слоя, а нижнее окно перекрыто $v_1 = 1$ м/с, $v_2 = 0$ м/с, поверхность раздела слоев поднимается выше нижней кромки верхнего окна (нижнее критическое положение поверхности раздела слоев), и, тем самым, нарушается селективный водозаборный процесс из верхнего слоя, так как вода из нижнего слоя будет затекать в верхнее окно.

• В третьем случае, когда вода забирается только через нижнее окно из нижнего слоя, поверхность раздела слоев опускается ниже верхней кромки нижнего окна (верхнее критическое положение поверхности раздела слоев) и тем самым нарушается селективный водозаборный процесс из нижнего слоя водоема.

Из этих трех пунктов следует, что синхронный способ забора воды имеет неоспоримое преимущество с забором воды только из верхнего либо из нижнего слоя: при синхронном способе скорости забора воды ничем не ограничены. Воду из верхнего либо из нижнего слоя водоема можно забирать с большими расходами не нарушая селективный водозаборный процесс.

На рисунке 3 представлены графики зависимости от времени смещения поверхности раздела слоев воды при заборе воды только из верхнего слоя, а нижнее окно перекрыто (v_1 = 1 м/с,v_2 = 0м/с.) при фиксированном значении расстояния от центра нижнего окна до поверхности раздела слоев (Z_2 = 2,5 м) и различных значениях параметра Z_1 – расстояния от центра верхнего окна до поверхности раздела слоев (Z_1 = 1, 2, 3, 4м). Остальные параметры идентичны с аналогичными на рис. 2.

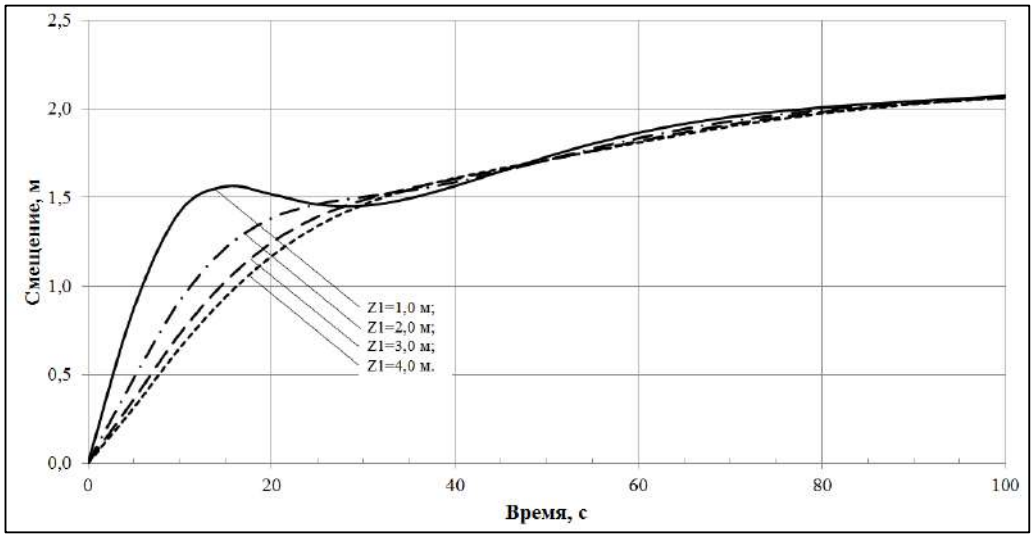


Рис. 3. Графики зависимости от времени смещения поверхности раздела слоев воды при заборе воды только из верхнего слоя при различных значениях параметра Z_1. $a_1 = a_2 = 1$ м, $H_1 = H_2 = 5$ м, $Z_2 = 2{,}5$ м, $v_1 = v_2 = 1$ м/с, $L = 1000$ м, $\rho_1 = 998$ кг/м^3, $\rho_2 = 1000$ кг/м^3

На рис. 4 представлены графики зависимости от времени смещения поверхности раздела слоев воды при заборе воды только из нижнего слоя, а верхнее окно перекрыто (v_1 = 0 м/с,v_2 = 1м/с.) при фиксированном значении расстояния от центра верхнего окна до поверхности раздела слоев (Z_1 = 2,5 м) и различных значениях параметра Z_2 – расстояния от центра верхнего окна до поверхности раздела слоев (Z_2 = 1, 2, 3, 4м). Остальные параметры идентичны с аналогичными на рис. 2.

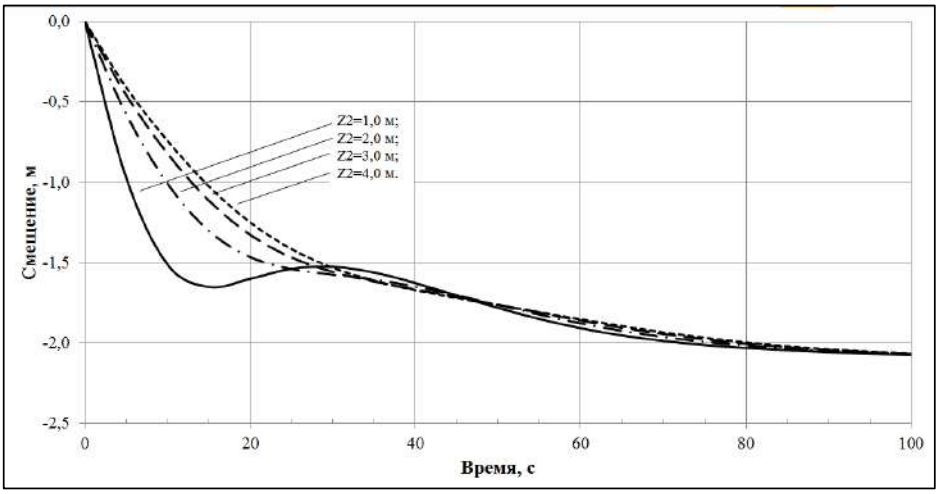


Рис. 4. Графики зависимости от времени смещения поверхности раздела слоев воды при заборе воды только из верхнего слоя при различных значениях параметра Z_1. $a_1 = a_2 = 1$ м, $H_1 = H_2 = 5$ м, $Z_2 = 2{,}5$ м, $v_1 = v_2 = 1$ м/с, $L = 1000$ м, $\rho_1 = 998$ кг/м^3, $\rho_2 = 1000$ кг/м^3.

Из графиков на приведенных рисунках следует, что величина смещения поверхности раздела слоев зависит от параметров Z_1 и Z_2 в промежутке времени $t \in (0,25)$ с. Начиная с момента времени $t_0 = 25$ с смещения поверхностей разделов слоев практически не зависят от параметров Z_1 и Z_2.

На рисунке 5 представлены графики зависимости от времени смещения поверхности раздела слоев, когда вода забирается из верхнего слоя. Входному параметру L – представляющему длину схематизированного водоема присваиваются следующие числовые значения: 250, 500, 1000, 1500, 2000 м.

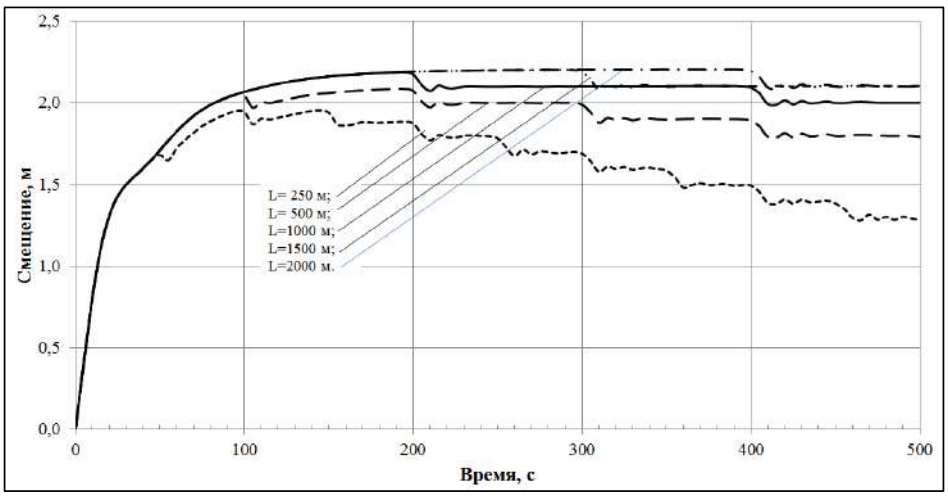


Рис. 5. Графики зависимости от времени смещения поверхности раздела слоев воды при заборе воды только из верхнего слоя при различных значениях входного параметра L. $a_1 = a_2 = 1$ м, $H_1 = H_2 = 5$ м, $Z_1 = Z_2 = 2{,}5$ м, $v_1 = v_2 = 1$ м/с, $\rho_1 = 998$ кг/м^3, $\rho_2 = 1000$ кг/м^3

На рисунке 6 представлены графики зависимости от времени смещения поверхности раздела слоев воды при заборе воды только из верхнего слоя (v_1 = 1 м/с,v_2 = 0м/с.) при различных значениях входного параметра H_1= 3, 5, 7, 9, 11.

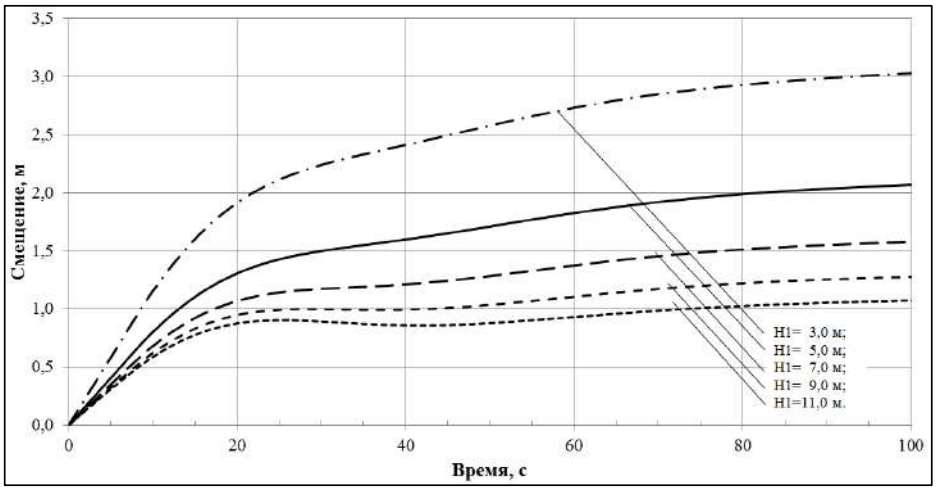


Рис. 6. Графики зависимости от времени смещения поверхности раздела слоев воды при заборе воды только из верхнего слоя при различных значениях входного параметра H_1= 3, 5, 7, 9, 11.$a_1 = a_2$ = 1 м, H_2 = 5 м, $Z_1 = Z_2$ = 2,5 м, $v_1 = v_2$ = 1 м/с, ρ_1 = 998 кг/м^3, ρ_2 = 1000 кг/м^3

Приведенные на рис. 5 и 6 графики свидетельствуют о существенной количественной зависимости величин смещений от входных параметров L и H_1. Результаты вычислительных экспериментов на рис. 7 показывают, что величина смещения $\eta = \eta(0,t)$ весьма существенно зависит от входного параметра H_2 – представляющего толщину нижнего слоя воды в водоеме.

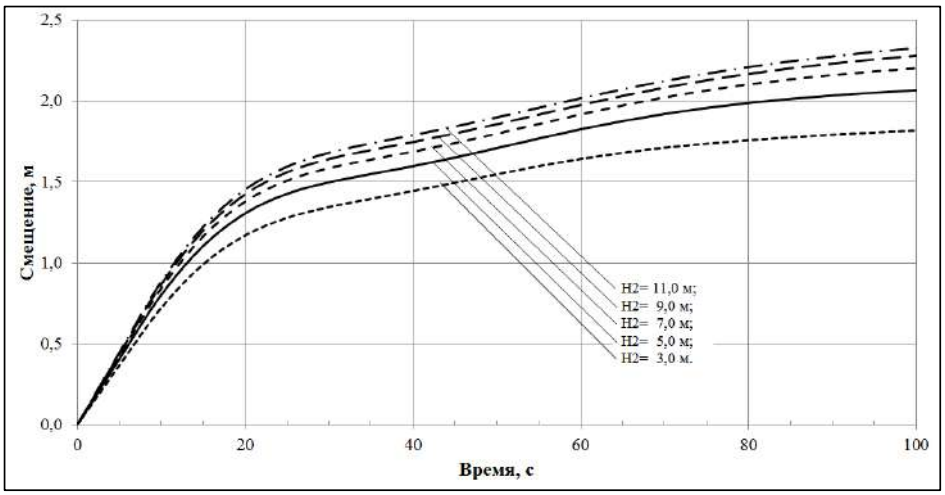


Рис. 7. Графики зависимости от времени смещения поверхности раздела слоев воды при заборе воды только из верхнего слоя при различных значениях входного параметра H_2= 3, 5, 7, 9, 11

Выводы

1. В результате постановки и решения начально-краевой задачи моделирующей процесс синхронного водозаборного процесса в двухслойном стратифицированном водоёме получена совокупность расчетных формул, которая с привлечением компьютерных вычислительных средств позволяет вычислить габаритные размеры двух водозаборных окон, отметки их заглубления и скорости забора воды через них, обеспечивающих селективный водозабор из нижнего либо из верхнего слоя стратифицированного водоёма.

2. Полученная совокупность расчетных формул и выполненные по ним вычислительные эксперименты на компьютере дали возможность доказать утверждение о том, что синхронный способ забора воды из стратифицированного водоема позволяет селективно забирать воду с более высоким расходом, чем при обычном способе забора воды.

Литература

1. Аверкиев А.Г., Макаров И.И., Синотин В.И. Бесплотинные водозаборные сооружения. М.-Л.: Энергия, 1969. 164 с.

2. Справочник по гидравлике // Под ред. В.А. Большакова. Киев: Вища Школа, 1977. С. 223-225.

3. Craya A. Recherchestheorignes sur l'ecoulement de couches superposees de fluides de densites defferents.La Houille Blanche, No. 1. 1949.

4. Соколов А.С., Макаров И.И., Кравец В.И., Филиппова З.Р. Методические указания по технологическим расчетам водоемов-охладителей. СПб.: ВНИИГ, 2003. 116 с.

5. Белолипецкий В.М., Костин В.Ю., Шокин Ю.И. Математическое моделирование течений стратифицированной жикости. Новосибирск: Наука. Сиб.отд-ние, 1991. 176 с.

6. Музаев И.Д., Музаев Н.И. Математическое моделирование для системы автоматизации проектирования (САПР) селективных водозаборных устройств // Математический форум. Т.8, ч.2. Исследование по дифференциальным уравнениям, математическому моделированию и проблемам математического образования. Владикавказ. Южный математический институт ВНЦ РАН и РСО-А, 2014. С. 202-211.

7. Музаев И.Д., Харебов К.С., Музаев Н.И. Теоретические положения автоматизации проектирования селективных водозаборных устройств // Вычислительные технологии. 2016. Т. 21, № 4. С. 99-110.

8. Сретенский Л.Н. Теория волновых движений жидкости. М.: Наука, 1977. 815 с.

9. Ламб Г. Гидродинамика. М.-Л.: Гос. изд-во технико-теоретической литературы, 1947. 929 с.

10. Harleman D.R.F., Stozenbach K.D. Fluid mechanics of heat disposal from power generation // Annual Rev. Fluid Mech. 1972, Vol. 4.

11. Кошляков Н.С., Глинер Э.Б., Смирнов М.М. Уравнения в частных производных математической физики. М.: Высшая школа, 1970. 710 с.

12. Корн Г., Корн Т. Справочник по математике для научных работников и инженеров. М.: Наука, 1977. 830 с.

УДК 532(075.8)

К ПРОБЛЕМЕ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ГЛЯЦИАЛЬНЫХ СЕЛЕЙ

Музаев И.Д.[1,2], Созанов В.Г.[3]

[1]ГФИ ВНЦ РАН, Владикавказ, Россия

[2]Финуниверситет, Владикавказ, Россия

[3]СОГУ им. К.Л. Хетагурова, Владикавказ, Россия

Аннотация. В статье рассмотрены особенности формирования гляциального селевого потока. Установлены критериальные условия устойчивости (неустойчивости) ледникового массива с учетом сейсмического воздействия на ледниковый массив. Приведены сведения о гляциальных селевых потоках.
В результате разработок статьи позволяют оценить опастность возникновения гляциального селевого потока при различных физико-географических условиях.

К проблеме гляциальных селей. Некоторые наиболее значимые гляциальные сели и их общие характеристики

Один из самых грандиозных гляциальных селей сошел в Перу 10 января 1962 г. в верховьях р. Санти в результате срыва с высоты 6655 м части карниза ледника Уаскаран высотой около 100 м. Сорвавшаяся часть ледникового языка имела площадь до 20 га. Поток гляциального селя, состоящий из глыб льда и скал, имея высоту от 60 до 120 м, прошел за 10 минут отрезок равный 16 км со скоростью 100 км/ч, уничтожив ряд селений и разрушив на конусе поселок Ранраирки.

Катастрофические гляциальные сели имели место в Перу и в мае 1970 года. В результате сильного землетрясения с северной вершины Уаскарана от вершинного ледника обрушился огромный блок льда и горной породы. Обвальная масса рухнула на нижний ледник, расположенный на северном склоне горы, и устремилась вниз по долине р. Лланганук. Перепад высот от места обвала до остановки селевого потока составил 4170 м, причем первые 610 м имело место свободное падение и путь по морене, а следующие 2740 м движение по уклону $\sim 23^0$ и последние 670 м – по уклону 5^0.

Гляциальный селевой поток, мчавшийся по долине со скоростью ~ 300 км/ч перепрыгнул водораздел, имеющий высоту до 200 м, и обрушился на город Юнгай, покрыв его грязекаменной массой. В долину Рио-Санта поток выбросил селевую массу на противоположный берег на высоту 53 м и после поворота на 90^0 поток жидкой грязи, содержащей мелкие валуны, преодолел еще 50 км со скоростью ~ 25 км/ч.

Уаскаранские селевые потоки, особенно поток 1970 года, очень напоминают катастрофические события в Геналдонском ущелье в 2002 году [1-8].

На рисунке 1 показан склон Уаскаран с вершиной Невадо и продвижение гляциального селя в долины Лланганук и Рио-Санта в 1970 г., а на рисунке 2 приведен гипсометрический профиль пути движения Уаскаранского гляциального селя.

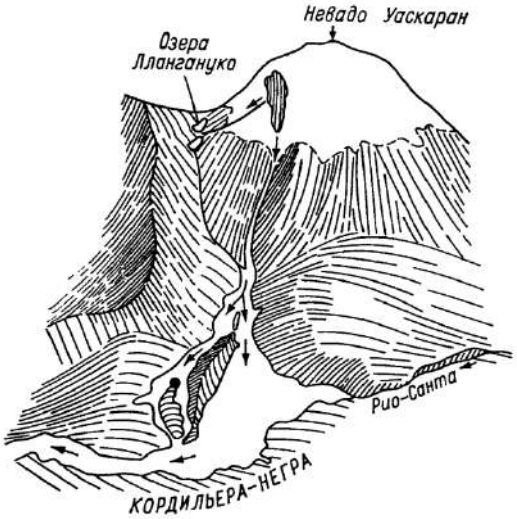


Рис. 1. Схематический рисунок склона горы Уаскаран и долин Лланганукo и Рио-Санта, где образовался и двигался катастрофический селевой поток 1970г. Черным кружком отмечено местоположение г. Юнгай [9]

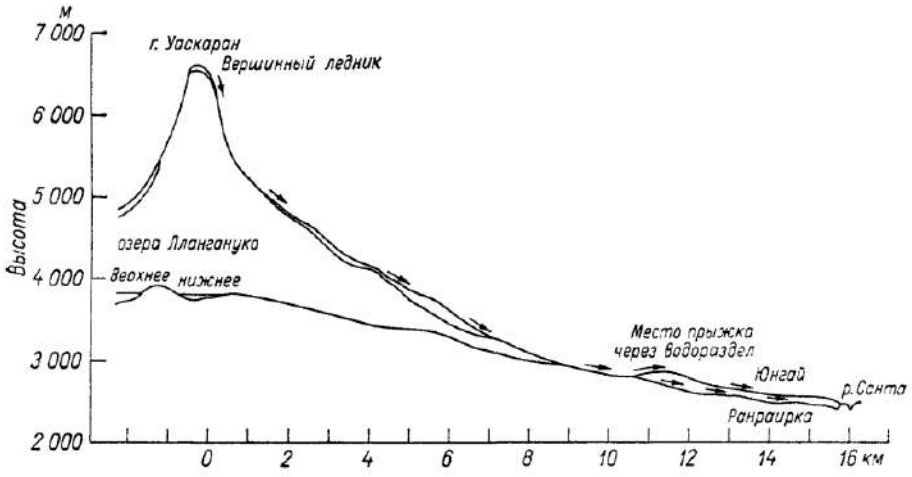


Рис. 2. Продольный гипсометрический профиль пути движения уаскаранского селевого потока 1970 г. [9]

Мощные гляциальные сели имели место в ущелье р. Терек в 1776-1778 гг., 1785; 1817; 1832 годах. В августе 1832г. у подножья г. Казбек была вынесена огромная масса льда в Дарьяльское ущелье, в результате чего на р. Терек образовалась завальная плотина высотой до 100 м, которая затем постепенно размылась.

В районе с. Казбеги в 1927, 1953 и 1967 годах прошли гляциальные сели, состоявшие изо льда, скальных глыб, воды и камней.

Подвижки Девдоракского ледника и его сползание вниз к Тереку имели место и в 1970, и в 2014 годах (*событие 2014 г. нельзя называть подвижкой ледника – это, без всякого со-*

мнения, был сель – ред.) [10-12]. Они создали напряженные обстановки в Республике Северная Осетия-Алания и в Грузии. Однако вскоре движения ледника прекратились, и опасность перекрытия р. Кабахи и далее р. Терек, с созданием подпруженного озера, с последующим прорывом и образованием прорывной волны, могущей угрожать Владикавказу, были сняты.

На рисунке 3 приведена схема горы Казбек с нанесением Девдоракского ледника и ледника Абано, сход с которого в 1910 г. гляциальных селей индуцировал образование и прохождение по рекам Блата и Чхери с поступлением в р. Терек грязекаменных селей, не приведших, к созданию подпруженного озера и к угрожающему Владикавказу наводнению.

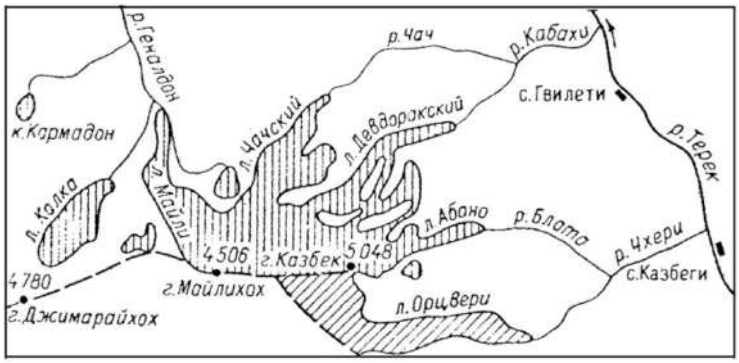


Рис. 3. Ледники района г. Казбек

В 1902 г. в результате схода ледника Колка прошел гляциальный сель, уничтоживший курорт Кармадон. Согласно описанию очевидцев он состоял не только из льда и снега, но и песка, камней и скальных глыб. В результате погибли несколько десятки людей и несколько тысяч голов скота [9].

В 1969 году также произошла подвижка ледника Колка, но образовавшийся при этом гляциальный сель был медленным и не был столь разрушительным, как в 1902 году.

20 сентября 2002 года в верховьях р. Геналдон со склона г. Джимарайхох на ледник Колка обрушилась большая масса льда и скальных пород. В результате удара значительная часть ледника выбило из ложа и примерно 110 млн. $м^3$ смеси льда и обломков горных пород понеслись вниз со скоростью 80-90 м/с (*скорость ледника достигала 100 м/с) [3] – ред.*). Основной объем гляциального селевого потока остановился перед каньоном Скалистого Хребта, пройдя 19 км. Часть селевого потока, состоящая из воды, льда и камней, после остановки основной части, прошел по долине р. Гизельдон еще 14 км. В результате схода погибло 126 человек.

Сход гляциальных селей имеет место в горах Южной и Северной Америки, в Гималаях, в Гренландии, в Альпах, на Памире, Непале, на Тянь-Шане, т.е. практически во всех высокогорных регионах.

Мы привели только малую часть описаний гляциальных селей, известных по литературным источникам. Согласно этим данным гляциальный сель состоит не только из макроотдельностей ледовых структур, но и продуктов вовлечения в ледовые структуры из подстилающей поверхности песка, камней и подверженных ледовым динамическим воздействиям скальных глыб.

В работе [9] рассматриваются различные факторы, вызвавшие селевой поток, который был задержан взрывонабросной противоселевой плотиной и предотвратил вторжение селя в г. Алма-Ата. Рассматриваются такие причины образования селя как, таяние ледников и снега из за жаркого лета, роль дождевых осадков, пульсирующий характер режима расхода и скоростей водных потоков, выходящих из морены, повышение напора воды во внутриглетчерных полостях, высокая влажность и неустойчивость рыхло-обломочных пород в селевых очагах. Однако среди них не упоминается возможность сейсмических толчков малой силы, могущих сыграть роль спускового механизма для подвижки ледяных пластов с вершины хребта Алатау, хотя регион относится к сейсмическим. Более того, при рассмотрении причин, вызывающих возникновение гляциальных селей, расчетная оценка возможности их образования не дается. При этом, нет попытки рассчитать ту высоту гор, при которой не выпадают дожди, а только снег.

Нет также оценки прочности льда с позиций накопленного тепла солнечной радиации, без чего весьма сложно оценивать начало обрушения ледяных карнизов и потери устойчивости ледяных пластов.

Для оценки влияния солнечного тепла может быть использована зависимость, имеющая вид:

$$\sigma = \sigma_0 \left(1 - \sqrt{\frac{s}{s_0}}\right)^2, \qquad (1)$$

где σ и σ_0 – значения разрушающего напряжения соответственно для облученного льда и льда, не подвергающегося облучению солнечной радиацией σ_0=5,5 кг/см^2. s – количества тепла солнечной радиации, абсорбированного единицей объема льда; s_0 – предельное количество абсорбированного тепла, при котором лед полностью теряет прочность $(s_0 = 44\,\text{ккал/см}^3)$.

На рисунке 4 кривая 1 отвечает формуле (1), кривая 2 – опытным данным, кривая 3 – расчетным данным по формуле, предложенной авторами данной работы:

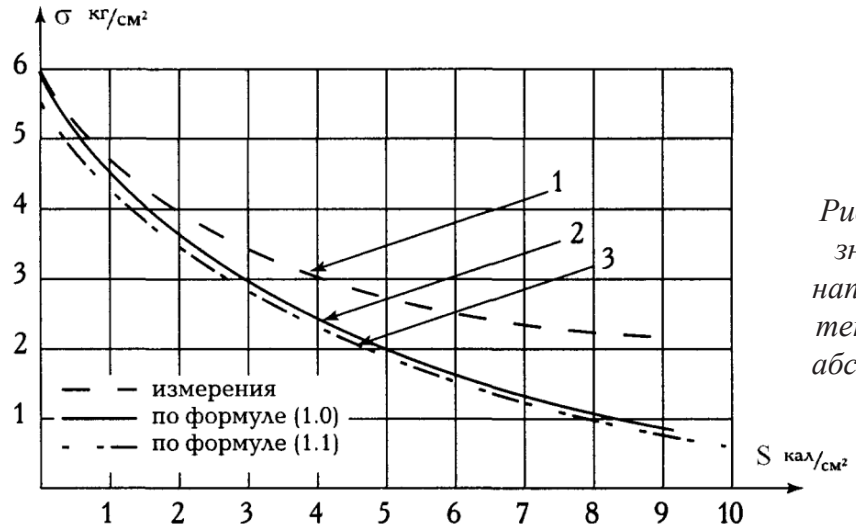


Рис. 4. Графики изменения значения разрушающего напряжения от количества тепла солнечной радиации, абсорбированного единицей объема льда

$$\frac{\sigma}{\sigma_0} = \left(1 - \sqrt{\frac{s}{s_0}}\right)^{2,5} \quad (2)$$

Из рисунка 4 видно практически полное совпадение расчетных данных по зависимости (2) с данными экспериментов.

По убеждению авторов данной работы основной причиной обрушения ледяных карнизов и возникновения гляциальных селей на значительных горных высотах, где температура приземного воздушного слоя остается отрицательной, являются сейсмические толчки.

Сейсмические толчки небольшой силы, не превышающие 3-4 баллов по шкале MSK-64, человек практически не ощущает. Примером может служить тот факт, что Румынское разрушительное землетрясение силой более 7 баллов, было зафиксировано в Москве только сейсмической станцией с весьма чувствительными приборами, но населением города не было замечено, так как ее интенсивность в городе не превышала 3-3,5 балла.

Вместе с тем мы полагаем, что гипотеза, которая лежит в основе дальнейшего теоретического расчета потери устойчивости ледяного пласта, лежащего на горном откосе, и динамики гляциальных селей, должна найти подтверждение и на записях сейсмических станций, где автоматически регистрируются и форшоки, и сейсмические толчки, и афтершоки землетрясений, как бы малы они не были.

Мы считаем, что тонкий слой воды на контактной подстилающей поверхности может быть одним из причин образования гляциального селя, но не может играть решающей роли. Это с очевидностью следует уже из того, что поверхность скольжения гляциального селя представляет собой неровную, сильно неоднородную поверхность, с отдельными скальными выступами, и если даже предположить, что от трения контактная поверхность ледяного селя образует пограничный слой вязкой жидкости, то он не может быть продольно однородным из-за неровностей скальной породы.

Поэтому гипотеза о значительной роли воды на подстилающей поверхности для образования гляциального селя вряд ли соответствует физическому обоснованию и является нереалистичной.

В заключение приведем данные по прочности ледовых пластов.

Таблица 1

Температура воздуха °C	Толщина ледяного покрова, см	Разрушающее напряжение на изгиб, σ, кг/см^2
+3,5	52	2,8
-0,4	44	2,2
-0,8	42	2,3
+4,6	39	0,7
-1,2	36	1,4

Устойчивость ледяных пластов на горном склоне

Далее рассмотрим условия статической устойчивости и неустойчивости языков ледников, а также отдельных ледяных пластов, разорванных из-за рельефа горного склона, в частности из-за его выпуклости, когда ледяной пласт испытывает выгиб вверх и в нем образуется квазивертикальная трещина, приводящая к излому.

В качестве главной причины потери устойчивости и начала подвижки ледяного пласта рассматриваются сейсмические толчки, так как в горах, где возникают гляциальные селевые потоки, сейсмические толчки той или иной силы, как правило, происходят.

По нашему мнению, образование гляциального селевого потока вряд ли возможно из-за повышения температуры воздуха, хотя бы потому, что это повышение должно достичь поверхности контакта ледяного пласта с горной грядой, что возможно лишь при наличии трещин в ледовой пластине вплоть до подстилающей поверхности. Появление таких трещин можно ожидать в нижней, имеющей наименьшую толщину части языка ледника, которая и может оторваться. Однако из-за малости объема такой части образование мощной гляциальной сели, в этом случае, маловероятно. Скорей всего оторвавшаяся часть языка ледника упрется в скальную выпуклость и остановится, ибо для достижения им заметной скорости необходимо, чтобы поверхность горного склона была достаточно гладкой, что скорее исключение, чем реальные поверхности горных образований.

Очевидно, повышение температуры воздуха может вызвать таяние льда, но это может иметь место на высотах ниже 2 км от уровня моря. В подтверждение этих соображений приведем таблицу значений температуры на разных высотах от отметки моря для средней полосы Европы, что соответствует средней полосе России и Северному Кавказу.

Таблица 2

z (км)	0	2	4	6	8	10
T^0	12	0	-12	-32	-36	-42

Из таблицы следует, что на высоте 2 км температура по шкале Цельсия равна нулю, а на высоте 4 км уже доходит до -12 градусов. Конечно, надо учитывать, что распределение температуры по высоте зависит от времени года, от географического положения гор и от стратификации атмосферного воздуха.

Очевидно, что сейсмические толчки являются не единственной причиной возникновения гляциальных селей, но нам представляется, что они являются главным их спусковым механизмом. В пользу такого предположения говорят примеры крупнейших катастроф: Уаскаранского гляциального селя и Сарезского обвала, явившихся следствием землетрясений.

Перейдем к установлению критериальных условий потери статической устойчивости ледяного пласта на горном склоне. При этом будем следовать методу, приведенному в монографии [13], посвященному лавинообразным потокам, ибо гляциальный сель по существу, с позиции теоретической механики, может быть отнесен к таким потокам.

Пусть G и ρ – вес и плотность ледяного пласта; f – коэффициент кулонового трения; ψ – угол между наклоном склона и горизонтальной плоскости; K_s – сила сейсмического толчка, направленного под углом θ к откосу с ледовыми напластованиями; H – мощность (толщина) ледового массива; τ^* – предельное значение касательного напряжения при котором ледяной пласт срывается с поверхности примерзания льда к горному сколу; g – ускорение силы тяжести.

Тогда условие срыва (не срыва) и устойчивости (неустойчивости) ледяного пласта запишутся в виде [9, 13-15]:

$$\begin{cases} \rho g H[\sin\psi - f\cos\psi + \alpha_s\beta K_s(\cos\theta + f\sin\theta)] \gtrless \tau^* \\ \beta\alpha_s K_s(\cos\theta + f\sin\theta) \gtrless f\cos\psi - \sin\psi \end{cases} \quad (3)$$

Эти условия при нижних знаках неравенств означают устойчивость ледяного пласта. При верхних знаках неравенств (3) означают потерю устойчивости ледяного пласта и, следовательно, возникновение гляциального селя.

Таким образом, условие потери устойчивости ледяного пласта в пределах заданных постоянных значений θ и ψ могут быть записаны в форме:

$$\begin{cases} H > \dfrac{\tau^*}{g[\sin\psi - f\cos\psi + \alpha_s\beta K_s(\cos\theta + f\sin\theta)]} \\ K_s > \dfrac{f\cos\psi - \sin\psi}{\alpha_s\beta(\cos\theta + f\sin\theta)} = K_s^* \end{cases} \quad (4)$$

При этом значения K_s следует брать из следующей таблицы:

Таблица 3

группы	Баллы по шкале Меркали-Рихтера	Сейсмическое ускорение $\tau^*[см/сек^2]$	Коэффициент сейсмичности K_s	Интенсивность землетрясения
I	1-6	2,5-10^2	0,01	слабые, умеренные, сильные
II	7-8	$10^2 - 5\cdot10^2$	0,025-0,05	очень сильные, разрушительные
III	9	$5\cdot10^2 - 10^3$	0,1	опустошительные
IV	10-12	$10^3 - 5\cdot10^3$	0,1-0,5	катастрофические

Значения параметра α_s для различных пород, подстилающих ледяные пласты, приводятся в следующей таблице:

Таблица 4

Скальные	Полускальные	Крупнообломочные	Плотные морены	Сухой песчаный	Насыщенные водой
0,5	0,75	1,0	1,5	1,75	2,0

Очевидно, два последних значения α_s α_s в таблице 4 являются нереальными в плане изучения гляциальных селей, они приведены лишь для того, чтобы показать, что скальные породы требуют больших значений сейсмических толчков, достаточных для подвижки ледяного пласта, так как воздействие толчков приходится на контактную – низовую поверхность льда.

Параметр β изменяется от 1 до 2, причем первую цифру относят к фундаментам, а вторую к верхней части сооружений. Очевидно, что для ледовых напластований следует брать $\beta = 1$.

Сдвиговые сейсмические колебания ледникового массива на склоне

Сдвиговые сейсмические колебания ледяного массива без учета внутреннего сопротивления моделируется следующей начально-краевой задачей математической физики:

$$\frac{\partial^2 w}{\partial t^2} - a^2 \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} = g(\sin\psi - \mu\cos\psi),$$
$$w(x,t)|_{t=0} = K_s \frac{g}{\omega^2} e^{i\omega t}, \left.\frac{\partial w}{\partial x}\right|_{x=H} = 0, \quad (5)$$
$$w(x,t)|_{t=0} = w_0(x), \left.\frac{\partial w}{\partial t}\right|_{t=0} = 0,$$

где приняты следующие обозначения:

$w(x,t)$ – сдвиговые перемещения в массиве обусловленные сейсмическим землетрясением, t – время, x – поперечная координата по толщине льда, ρ и G – плотность и модуль сдвига льда, ω – круговая частота продольного сейсмического колебания подстилающей поверхности ледника, H – толщина (мощность) массива, $w_0(x)$ сдвиговое перемещение в массиве обусловленного силой тяжести. Остальные обозначения указаны в предыдущих разделах.

В результате решения поставленной начально-краевой задачи (5) и количественной оценки полученных расчетных формул доказано утверждение о том, что на резонансной частоте сейсмического колебания склона, возникающие касательные напряжения на поверхности контакта ледникового массива с подстилающей поверхности, вычисляются по следующей формуле:

$$\tau = \frac{4\rho k_s g H}{\pi^2}\left(\frac{a\pi}{2H}t \cdot \sin\frac{a\pi}{2H}t - 2\cos\frac{a\pi}{2H}t\right). \quad (6)$$

Вычислим касательные сдвиговые сейсмонапряжения по этой формуле на примере ледника Колка, который сорвался в 2002 году в верховьях реки Геналдон со склона горы Джимарахох. Входные параметры для него имеют следующие числовые значения:

- Мощность (толщина в среднем) H= 108 м;
- Модуль сдвига для ледникового льда $G = 0{,}34 \cdot 10^{10}$ Н/м^2,
- Плотность льда $\rho = 915$ кг/м^3

Коэффициент сейсмического ускорения для слабых землетрясений интенсивностью не более 3 баллов по шкале Меркалли k_s=0.01. Для скорости распространения поперечной сдвиговой волны получается следующее числовое значение:

$$a = \sqrt{\frac{G}{\rho}} = \sqrt{\frac{0{,}34 \cdot 10^{10}}{915}} = 1927{,}65 \text{ м/с}.$$

В результате вычисления касательного напряжения при следующих трёх числовых значениях времени: $t_1 = 8{,}01$ сек, $t_2 = 15{,}3$ сек, и $t_3 = 21{,}7$ сек, получены следующие числовые значения касательного напряжения:

$$t_1 = 8{,}01 \text{ сек}, \quad \tau_1 = 8{,}7 \cdot 10^5 \text{Н/м}^2,$$
$$t_2 = 15{,}3 \text{ сек}, \quad \tau_2 = 16{,}8 \cdot 10^5 \text{Н/м}^2,$$
$$t_3 = 21{,}7 \text{ сек}, \quad \tau_3 = 23{,}9 \cdot 10^5 \text{Н/м}^2,$$

Из литературных источников [9, 15] известно, что разрушающее напряжение для льда при температуре -5^0C и выше, составляет $\tau_{раз} = (5 \div 5{,}5) \cdot 10^5 \text{Н/м}^2$, максимальная сила смерзания льда с поверхностью при температуре ниже -20^0C не превосходит $\tau_{см} = 21 \cdot 10^5$ Н/м^2.

Приведённые вычислительные результаты разъясняются так: если происходит слабое землетрясение силой не более 3 баллов, продолжительностью 10 секунд и частотой колебания близкое к частоте первой формы собственных сдвиговых колебаний ледника, то сдвиговые сейсмонапряжения на подстилающей поверхности превосходят в 1,58 раз разрушающее напряжение льда. Если же землетрясение продолжается в течение 16 секунд, то спровоцированные сдвиговые сейсмические напряжения в три с лишним раза превосходят разрушающее напряжение. Если же такое слабое землетрясение продолжается в течение 22 секунд, то спровоцированные сдвиговые напряжения в 4,35 раза превосходят разрушающие напряжения.

В расчётной формуле (6) не учтено внутреннее упругое сопротивление. Учет затрат сейсмоэнергии, «падающей» на массив, на преодоление внутреннего сопротивления в каком-то количестве может уменьшить вышеприведенные значения напряжения, но не настолько, чтобы уменьшить их в разы.

Выводы

На основании приведенного механико – математического анализа сейсмического колебания и сейсмонапряженного состояния ледникового массива можно сделать следующие выводы:

• Слабые землетрясения силой до 3 баллов, которые человеком не ощущаются, могут спровоцировать на подстилающей поверхности ледника сдвиговые сейсмонапряжения в 1,58 – 4,35 раза превосходящих разрушающее напряжение льда в зависимости от продолжительности времени землетрясения. Для этого достаточно, чтобы частота падающей на массив сейсмической волны совпадала с частотой основной формы собственных сдвиговых колебаний ледникового массива. Для ледника Колка эта частота сставляет: $\nu = 4{,}46$ герц.

• Слабое сейсмическое землетрясение интенсивностью не более 3 баллов, продолжительностью 8-22 секунд и частотой колебаний 4,4-4,5 герц могло сыграть роль спускового механизма для подвижки ледникового массива Колка.

Литература

1. Заалишвили В.Б., Невская Н.И., Мельков Д.А. К вопросу интерпретации инструментальных данных процесса схода ледника Колка 20 сентября 2002 года // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. 2005. № 6. С. 13-17.

2. Заалишвили В.Б., Невская Н.И., Макиев В.Д., Мельков Д.А. Интерпретация инструментальных данных процесса схода ледника Колка 20 сентября 2002 года // Вестник Владикавказского научного центра. 2005. Т. 5. № 3. С. 43-54.

3. Заалишвили В.Б., Мельков Д.А. Особенности движения ледово-каменной массы 20 сентября 2002 г. по сейсмологическим и геоморфологическим данным // Опасные природные и техногенные геологические процессы на горных и предгорных территориях Северного Кавказа Центр геофизических исследований ВНЦ РАН и РСО-А / Под ред. В.Б. Заалишвили.Владикавказ: Владикавказский научный центр РАН и РСО-А. 2008. С. 185-195.

4. Заалишвили В.Б., Мельков Д.А. Особенности процесса схода ледника Колка 20 сентября 2002 г. и его макросейсмическое проявление по инструментальным данным современных регистрационных систем // Геология и геофизика Юга России. 2012. № 3. С. 29-44.

5. Zaalishvili V.B., Makiev V.D., Melkov D. Analysis of glacier Kolka fallon 20-th september 2002 on тне basis of instrumental data of тне seismological network of Georgia // Journal of the Georgian Geophysical Society. 2013. Т. 16. № 1. С. 108-110.

6. Zaalishvili V.B., Makiev V.D., Melkov D. Reconstruction of glacier Kolka collapse process of 2002 on the basis of seismic records data // Journal of Geosciences and Geomatics. 2013. Т. 1. № 1. С. 47-49.

7. Заалишвили В.Б., Леонов Ю.Г., Черноморец С.С., Штебер Э.А., Кренке А.Н., Ходаков В.Г., Рототаев К.П., Панов В.Д., Варданянц Л.А., Овсюченко А.Н., Мараханов А.В., Рогожин Е.А., Гурбанов А.Г., Ляшенко О.В., Корниенко С.Г., Чельдиев А.Х., Богатиков О.А., Кусраев А.Г., Газеев В.М., Докучаев А.Я. и др. Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра. Владикавказ: ГФИ ВНЦ РАН, 2014.

8. Заалишвили В.Б., Мельков Д.А. Реконструкция процесса схода ледника Колка 20 сентября 2002 года по инструментальным сейсмическим данным // Физика Земли. 2014. № 5. С. 121-132.

9. Войтковский К.Ф. Механические свойства льда. М.: Изд-во: Академии наук СССР, 1960. 100 с.

10. Заалишвили В.Б., Мельков Д.А., Дзеранов Б.В., Кануков А.С., Габараев А.Ф., Шепелев В.Д. Сход каменно-ледовой лавины в районе ледника Девдорак 17 мая 2014 года по инструментальным данным // Геология и геофизика Юга России. 2014. № 4. С. 122-128.

11. Заалишвили В.Б., Бергер М.Г., Малиев И.Н., Мельков Д.А., Кануков А.С., Макиев В.Д. Развитие системы инструментального мониторинга Казбекского вулканического центра // Геология и геофизика Юга России. 2016. № 4. С. 44-51.

12. Заалишвили В.Б., Мельков Д.А. Особенности процесса схода каменно-ледовой лавины в районе ледника Девдорак 17 мая 2014 года по инструментальным данным Кармадонского параметрического полигона // Геология и геофизика Юга России. 2017. № 4. С. 39-47.

13. Войнич-Сяноженцкий Т.Г., Созанов В.Г. Лавинообразные потоки. Возникновение, динамики и воздействие на окружающую среду. Владикавказ: Изд-во СОГУ, 1997. 220 с.

14. Виноградов Ю.Б. Гляциальные прорывные паводки и селевые потоки. Л.: Гидрометеоиздат, 1977. 155 с.

15. Войтковский К.Ф. Лавиноведение. М.: Изд-во Московского университета, 1989. 158 с.

УДК 539.3

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ИЗГИБНЫХ ВОЛН НАПРЯЖЕНИЙ В НАДЗЕМНОМ НЕФТЕПРОВОДЕ С УПРУГИМ ОСНОВАНИЕМ (ПОЛУПЛОСКОСТЬ) ПРИ СЕЙСМИЧЕСКОМ ВОЗДЕЙСТВИИ ПОД УГЛОМ ДЕВЯНОСТО ГРАДУСОВ

Мусаев В.К.

РУТ (МИИТ), Москва, Россия

Московский Политех, Москва, Россия

МГУ, Мингячевир, Азербайджан

Рассматриваются вопросы численного моделирования сейсмического воздействия на надземный нефтепровод с упругой полуплоскостью.

Информация о постановке, моделировании и решении волновых задач теории упругости приведена в следующих работах [1-3]. В работах [4-23] приведена информация о моделировании нестационарных волн напряжений в деформируемых телах сложной формы с помощью применяемого численного метода, алгоритма и комплекса программ. Моделирование сейсмических нестационарных волн напряжений в надземном нефтепроводе, с помощью рассматриваемого численного метода, приведено в следующих работах [8, 17-21]. Некоторая информация о верификации рассматриваемого численного метода, алгоритма и комплекса программ приведена в следующих работах [4-7, 9-16, 22-23].

Принимая во внимание определение матрицы жесткости, вектора инерции и вектора внешних сил для некоторого тела, записываем приближенное значение уравнения движения в теории упругости

$$\overline{H}\ddot{\vec{\Phi}} + \overline{K}\vec{\Phi} = \vec{R},\ \ \dot{\vec{\Phi}}\big|_{t=0} = \dot{\vec{\Phi}}_0,\ \ \vec{\Phi}\big|_{t=0} = \vec{\Phi}_0 \tag{1}$$

где: $\overline{H}$ – диагональная матрица инерции; $\overline{K}$ – матрица жесткости; $\vec{\Phi}$ – вектор узловых упругих перемещений; $\dot{\vec{\Phi}}$ – вектор узловых упругих скоростей перемещений; $\ddot{\vec{\Phi}}$ – вектор узловых упругих ускорений; $\vec{R}$ – вектор внешних узловых упругих сил.

Для интегрирования уравнения (1) конечноэлементным вариантом метода Галеркина приведем его к следующему виду

$$\overline{H}\frac{d}{dt}\dot{\vec{\Phi}} + \overline{K}\vec{\Phi} = \vec{R},\quad \frac{d}{dt}\vec{\Phi} = \dot{\vec{\Phi}} \tag{2}$$

Интегрируя по временной координате соотношение (2) с помощью конечноэлементного варианта метода Галеркина, получим двумерную явную двухслойную конечноэлементную линейную схему в перемещениях для внутренних и граничных узловых точек

$$\dot{\vec{\Phi}}_{i+1} = \dot{\vec{\Phi}}_i + \Delta t\overline{H}^{-1}\left(-\overline{K}\vec{\Phi}_i + \vec{R}_i\right),\ \ \vec{\Phi}_{i+1} = \vec{\Phi}_i + \dot{\vec{\Phi}}_{i+1} \tag{3}$$

Система уравнений (3) для внутренних и граничных узловых точек, полученная в результате интегрирования уравнений движения теории упругости, должна давать решение, сходящееся к решению исходной системы дифференциальных уравнений.

Общая теория численных уравнений математической физики требует для этого наложение определенных условий на отношение шагов по временной координате и по пространственным координатам, а именно

$$\Delta t = k\frac{\min \Delta l_i}{C_p} \quad (i = 1, 2, 3, \ldots, r), \tag{4}$$

где: Δt – шаг по временной координате; Δl – длина стороны конечного элемента; r – общее число конечных элементов.

Результаты численного эксперимента показали, что при $k = 0{,}5$ обеспечивается устойчивость двумерной явной двухслойной конечноэлементной линейной схемы в перемещениях для внутренних и граничных узловых точек на квазирегулярных сетках.

Рассмотрим задачу о воздействии плоской продольной сейсмической волны под углом девяносто градусов к горизонту на надземный нефтепровод (рис. 1).

Расчеты проводились при следующих единицах измерения: килограмм-сила (кгс); сантиметр (см); секунда (с). Для перехода в другие единицы измерения были приняты следующие допущения: 1 кгс/см^2 ≈ 0,098 МПа; 1 кгс·с^2/см^4 ≈ 0,98·10^9 кг/м^3.

Сейсмическое воздействие моделируется в виде функции Хевисайда, которое приложено на расстоянии трех средних диаметров от края трубы (рис. 1).

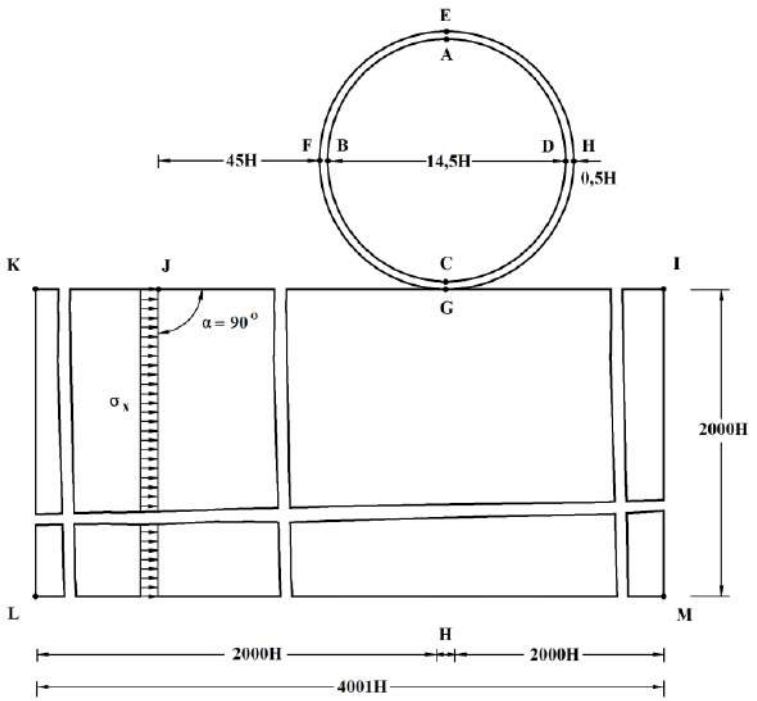


Рис. 1. Постановка задачи о воздействии плоской продольной сейсмической волны под углом девяносто градусов к горизонту на надземный нефтепровод

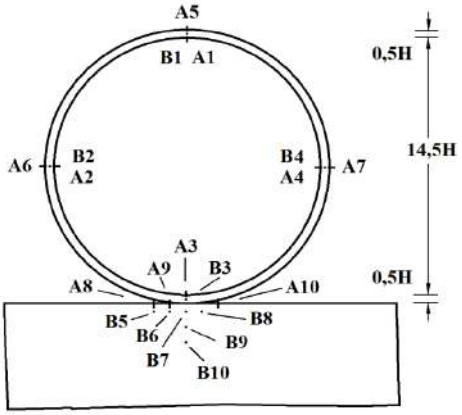


Рис. 2. Точки, в которых получены упругие напряжения во времени

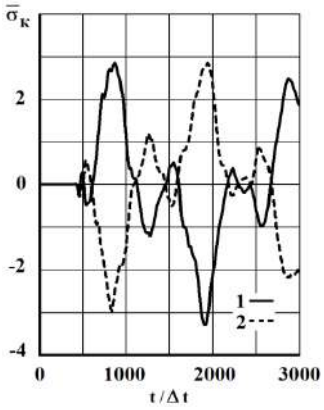


Рис. 3. Изменение упругого контурного напряжения $\bar{\sigma}_k$ *во времени* $t/\Delta t$ *в точках А1 (–) и А5 (--) (воздействие приложено под углом девяносто градусов к горизонту)*

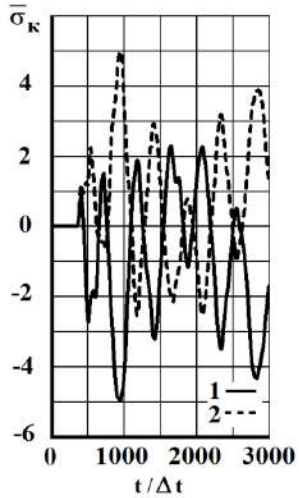


Рис. 4. Изменение упругого контурного напряжения $\bar{\sigma}_k$ *во времени* $t/\Delta t$ *в точках А2 (–) и А6 (--) (воздействие приложено под углом девяносто градусов к горизонту)*

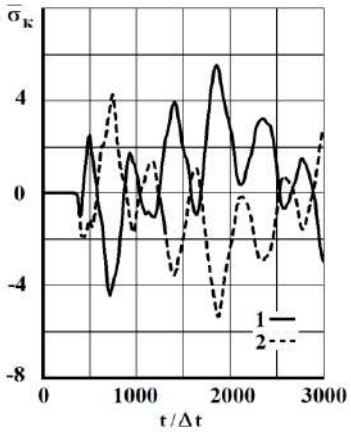


Рис. 5. Изменение упругого контурного напряжения $\bar{\sigma}_k$ *во времени* $t/\Delta t$ *в точках A4 (−) и A7 (--) (воздействие приложено под углом девяносто градусов к горизонту)*

От точки J под углом девяносто градусов на расстоянии трех средних диаметров от края трубы приложено нормальное напряжение σ_x, которое при $0 \le n \le 26$ ($n = t/\Delta t$) изменяется линейно от 0 до P, а при $n \ge 26$ равно P ($P = \sigma_0$, σ_0 = 0,098 МПа (σ_0 = 1 кгс/см^2)). Граничные условия для контура KLMI при $t > 0$ $u = v = \dot{u} = \dot{v} = 0$. Отраженные волны от контура KLMI не доходят до исследуемых точек при $0 \le n \le 3000$.

Результаты расчетов были получены в виде компонентов тензора напряжений во времени n в точках B1 - B10 (рис. 2), находящихся в надземном трубопроводе с основанием. Изменения нестационарных изгибных волн для упругого контурного напряжения $\bar{\sigma}_k$ приведены в следующих точках рассматриваемого объекта A1 (−) и A5 (--) (рис. 3), A2 (−) и A6 (--) (рис. 4), A4 (−) и A7 (--) (рис. 5).

Выводы

1. Решена задача о математическом моделировании нестационарных изгибных упругих волн напряжений в надземном нефтепроводе при сейсмическом воздействии (воздействие приложено под углом девяносто градусов к горизонту).

2. Исследуемая расчетная область имеет 8008072 узловых точек. Решается система уравнений из 32032288 неизвестных.

3. Растягивающее упругое нормальное напряжение $\bar{\sigma}_k$ имеет следующее максимальное значение $\bar{\sigma}_k = 5{,}5$. Сжимающее упругое нормальное напряжение $\bar{\sigma}_k$ имеет следующее максимальное значение $\bar{\sigma}_k = -5{,}35$.

4. В рассматриваемой задаче преобладают изгибные волны.

Литература

1. Дэйвис Р. Волны напряжений в твердых телах. М.: Иностранная литература, 1961. 104 с.

2. Зенкевич О. Метод конечных элементов в технике. М: Мир, 1975. 543 с.

3. Новацкий В. Теория упругости. М.: Мир, 1975. 872 с.

4. Мусаев В.К. Решение задачи дифракции и распространения упругих волн методом конечных элементов // Строительная механика и расчет сооружений. 1990. № 4. С. 74-78.

5. Мусаев В.К. Вычислительный эксперимент в задачах моделирования нестационарных волн напряжений в областях сложной формы // Исследования по теории сооружений. 2010. № 2. С. 138-149.

6. Мусаев В.К. О достоверности компьютерного моделирования нестационарных упругих волн напряжений в деформируемых телах сложной формы // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований. 2014. № 11. С. 10-14.

7. Мусаев В.К. Исследования устойчивости явной двухслойной линейной конечноэлементной схемы для внутренних узловых точек на равномерной прямоугольной сетке // Современные наукоемкие технологии. 2015. № 5. С. 39-42.

8. Мусаев В.К. Моделирование безопасности надземного нефтепровода при нестационарных сейсмических воздействиях // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований. 2016. № 11–3. С. 397-402.

9. Мусаев В.К., Дикова Е.В., Кормилицин А.И., Самойлов С.Н., Стародубцев В.В. Достоверность результатов численного метода в перемещениях при отражении упругих волн напряжений в виде треугольного импульса от свободной поверхности пластинки // Строительная механика инженерных конструкций и сооружений. 2016. № 4. С. 57-61.

10. Стародубцев В.В., Мусаев А.В., Куранцов В.А., Мусаева С.В., Кулагина Н.В. Оценка точности и достоверности моделирования плоских нестационарных упругих волн напряжений (треугольный импульс) в полуплоскости с помощью численного метода, алгоритма и комплекса программ Мусаева В.К. // Проблемы управления безопасностью сложных систем. Материалы XXIV Международной конференции. М.: РГГУ, 2016. С. 352-355.

11. Мусаев В.К. Оценка математической точности и физической достоверности численного моделирования плоских нестационарных упругих волн напряжений (дельта функция) в полуплоскости // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований. 2016. № 11–2. С. 232-235.

12. Куранцов В.А., Стародубцев В.В., Мусаев А.В., Самойлов С.Н., Кузнецов М.Е. Моделирование импульса (первая ветвь: восходящая часть – четверть круга, нисходящая часть – линейная; вторая ветвь: треугольник) в упругой полуплоскости с помощью численного метода Мусаева В.К. // Проблемы безопасности российского общества. 2017. № 2. С. 51-55.

13. Мусаев В.К., Сущев С.П., Дикова Е.В., Мусаев А.В., Самойлов С.Н. Компьютерное моделирование отражения нестационарных упругих волн напряжений в виде треугольного импульса от жесткой поверхности бесконечной пластинки // Двойные технологии. 2017. № 3. С. 72-75.

14. Стародубцев В.В., Акатьев С.В., Дикова Е.В., Мусаев А.В., Крылов А.И. Моделирование импульсного воздействия (восходящая часть – четверть круга, нисходящая часть – четверть круга) в полуплоскости с помощью численного метода, алгоритма и комплекса программ Мусаева В.К. // Новые технологии науки, техники, педагогики высшей школы: материалы Международной научно-практической конференции «Наука – Общество – Технологии – 2017». М.: Московский политех, 2017. С. 82-87.

15. Стародубцев В.В., Мусаев А.В., Шепелина П.В., Акатьев С.В., Кузнецов М.Е. Моделирование продольных, отраженных, интерференционных, дифракционных, изгиб-

ных, поверхностных и стоячих волн с помощью численного метода, алгоритма и комплекса программ Мусаева В.К. // Техносферная безопасность, надежность, качество, энерго и ресурсосбережение: Т38. Материалы Международной научно-практической конференции. Выпуск XIX. В 2 т. Том 2. Ростов-на-Дону: Донской государственный технический университет, 2017. С. 230-238.

16. Крылов А.И., Кормилицин А.И., Куранцов В.В. О физической достоверности и математической точности моделирования нестационарных упругих волн напряжений с помощью численного метода, алгоритма и комплекса программ Мусаева В.К. // Проблемы управления безопасностью сложных систем. Материалы XXV Международной конференции. М.: РГГУ, 2017. С. 517-520.

17. Мусаев В.К. Моделирование изгибных волн напряжений в надземном нефтепроводе при нестационарном сейсмическом воздействии под углом шестьдесят градусов // Высшая школа. Новые технологии науки, техники, педагогики: материалы Всероссийской научно-практической конференции «Наука – Общество – Технологии – 2018». М.: Московский политех, 2018. С. 61-67.

18. Мусаев В.К. Компьютерное моделирование изгибных волн напряжений в надземном нефтепроводе при нестационарном сейсмическом воздействии под углом шестьдесят градусов // Высшая школа. Новые технологии науки, техники, педагогики: материалы Всероссийской научно-практической конференции «Наука – Общество – Технологии 2018». М.: Московский политех, 2018. С. 242-249.

19. Мусаев В.К. Вычислительное моделирование нестационарных изгибных волн напряжений в надземном трубопроводе при сейсмическом воздействии приложенное под углом восемьдесят градусов // Высшая школа. Новые технологии науки, техники, педагогики: материалы Всероссийской научно-практической конференции «Наука – Общество – Технологии – 2018». М.: Московский политех, 2018. С. 367-374.

20. Мусаев В.К. Математическое моделирование нестационарных изгибных волн напряжений в надземном нефтепроводе при сейсмическом воздействии под углом девяносто градусов. II Международная научно-практическая конференция. Современные тенденции развития науки и образования: Теория и практика. М.: Институт системных технологий, 2018. С. 184-188.

21. Мусаев В.К. Моделирование изгибных волн напряжений в надземном нефтепроводе с помощью волновой теории сейсмической безопасности при воздействии под углом девяносто градусов // Современные проблемы железнодорожного транспорта: сборник трудов по результатам международной интернет-конференции в 2 т. Том 2. М.: Российский университет транспорта, 2019. С. 124-138.

22. Куранцов В.А., Куранцов В.В., Акатьев С.В., Самойлов С.Н. О достоверности и точности (верификация) моделирования нестационарных волн напряжений в деформируемых телах с помощью численного метода, алгоритма и комплекса программ Мусаева В.К. // Современные проблемы железнодорожного транспорта: сборник трудов по результатам международной интернет-конференции в 2 т. Том 2. М.: Российский университет транспорта, 2019. С. 202-211.

23. Musayev V.K. On the mathematical modeling of nonstationary elastic waves stresses in corroborated by the round hole // International Journal for Computational Civil and Structural Engineering. 2015. Volume 11, Issue 1. P. 147-156.

УДК 539.3

МОДЕЛИРОВАНИЕ БЕЗОПАСНОСТИ ПЛОТИНЫ КОЙНА (ИНДИЯ) С ОСНОВАНИЕМ (ПОЛУПЛОСКОСТЬ) С ПОМОЩЬЮ ВОЛНОВОЙ ТЕОРИИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ

Мусаев В.К.

РУТ (МИИТ), Москва, Россия

Московский Политех, Москва, Россия

МГУ, Мингячевир, Азербайджан

Импульсные воздействия характеризуются внезапностью приложения и кратковременностью действия. Интенсивность их достаточно велика, для того чтобы произвести разрушение и большие необратимые изменения в теле, на которые они действуют. Волны напряжений различной природы, распространяясь в деформируемом теле, взаимодействуют друг с другом, что приводит к образованию новых областей возмущений, перераспределению напряжений и деформаций. При интерференции волн напряжений их интенсивности складываются. Они могут достигать значений, превосходящих предел прочности материала. В этом случае наступает разрушение материала. После трехкратного или четырехкратного прохождения и отражения волн напряжений в теле процесс распространения возмущений становится установившимся, напряжения и деформации усредняются, тело находится в колебательном движении.

Информация о постановке, моделировании и решении волновых задач теории упругости приведена в следующих работах [1-17]. В работах [5-14, 16-17] приведена некоторая информация в области моделирования нестационарных динамических задач с помощью применяемого метода, алгоритма и комплекса программ. Моделирование сейсмических нестационарных волн напряжений в плотине, с помощью рассматриваемого численного метода, приведено в следующих работах [6-11, 14, 16-17]. Некоторая информация о физической достоверности и математической точности моделирования нестационарных волн напряжений в деформируемых телах с помощью рассматриваемого численного метода, алгоритма и комплекса программ приведена в следующих работах [6-11, 14, 16].

Для решения двумерной плоской динамической задачи теории упругости с начальными и граничными условиями – используем метод конечных элементов в перемещениях. Задача решается методом сквозного счета, без выделения разрывов. Чтобы выполнить динамический расчет методом конечных элементов, нужно иметь матрицу жесткости и матрицу инерции конечного элемента.

Принимая во внимание определение матриц и векторов для некоторого тела, записываем приближенное значение уравнения движения в теории упругости

$$\overline{H}\ddot{\overrightarrow{\Phi}} + \overline{K}\overrightarrow{\Phi} = \vec{R},\ \ \overrightarrow{\Phi}\big|_{t=0} = \dot{\overrightarrow{\Phi}}_0,\ \ \overrightarrow{\Phi}\big|_{t=0} = \overrightarrow{\Phi}_0 \qquad (1)$$

где: $\overline{H}$ – диагональная матрица инерции; $\overline{K}$ – матрица жесткости; $\vec{\dot{\Phi}}$ – вектор узловых упругих перемещений; $\vec{\dot{\Phi}}$ – вектор узловых упругих скоростей перемещений; $\vec{\ddot{\Phi}}$ – вектор узловых упругих ускорений; $\vec{R}$ – вектор внешних узловых упругих сил.

Интегрируя по временной координате соотношение (1) с помощью конечноэлементного варианта метода Галеркина, получим двумерную явную двухслойную конечноэлементную линейную схему в перемещениях для внутренних и граничных узловых точек

$$\vec{\dot{\Phi}}_{i+1} = \vec{\dot{\Phi}}_i + \Delta t \overline{H}^{-1}\left(-\overline{K}\vec{\Phi}_i + \vec{R}_i\right), \quad \vec{\Phi}_{i+1} = \vec{\Phi}_i + \vec{\dot{\Phi}}_{i+1} \tag{2}$$

где: Δt – шаг по временной координате.

Шаг по временной переменной Ät определяем из следующего соотношения

$$\Delta t = k\frac{\min \Delta l_i}{C_p} \ (i = 1, 2, 3, \ldots, r), \tag{3}$$

где: Δl – длина стороны конечного элемента; r – число конечных элементов.

Результаты численного эксперимента показали, что при k = 0,5 обеспечивается устойчивость двумерной явной двухслойной конечноэлементной линейной схемы.

Рассматривается задача о воздействии плоской продольной упругой волны (рис. 2) на плотину Койна с основанием (рис. 1). Начальные условия приняты нулевыми.

Расчеты проводились при следующих единицах измерения: килограмм-сила (кгс); сантиметр (см); секунда (с). Для перехода в другие единицы измерения были приняты следующие допущения: 1 кгс/см^2 ≈ 0,1 МПа; 1 кгс с^2/см^4 ≈ 10^9 кг/м^3.

В сечении на расстоянии 1,5H (рис. 1) при $0 \le n \le 26$ ($n = t/\Delta t$) скорости упругих перемещений $\dot{u}$ и $\dot{v}$ изменяются линейно от 0 до $\dot{u} = P\sin\alpha$ и $\dot{v} = P\cos\alpha$, а при n > 26 $\dot{u} = P\sin\alpha$ и $\dot{v} = P\cos\alpha$ ($P = \sigma_0/(\rho C_P)$, $\sigma_0 = 0{,}1$ МПа (1 кгс/см^2)). Контур плотины IJKABCDEF (кроме точки E) предполагается свободным от нагрузок при $t > 0$. Граничные условия для контура FGHI при $t > 0$ $u = v = \dot{u} = \dot{v} = 0$ Отраженные волны от контура FGHI не доходят до исследуемых точек при $0 \le n \le 900$.

Расчеты проведены при следующих исходных данных: H = 103 м; $\Delta t = 0{,}104 \cdot 10^{-2}$ с; $E = 0{,}36 \cdot 10^4$ МПа ($0{,}36 \cdot 10^5$ кгс/см^2); $\nu = 0{,}36$; $\rho = 0{,}122 \cdot 10^4$ кг/м^3 ($0{,}122 \cdot 10^{-5}$ кгс с^2/см^4); C_p = 1841 м/с.

Исследуемая расчетная область имеет 522 узловые точки. Решается система уравнений из 2088 неизвестных.

На рисунке 3–6 показано изменение контурных напряжений $\overline{\sigma}_k$ в плотине Койна в точках 1–8 во времени $t/\Delta t$. Изменения нестационарных изгибных волн для упругого контурного напряжения $\overline{\sigma}_k$ приведены в следующих точках рассматриваемого объекта A1 (–) и A5 (--) (рис. 3), A2 (–) и A6 (--) (рис. 4), A3 (–) и A7 (--) (рис. 5), A4 (–) и A8 (--) (рис. 6).

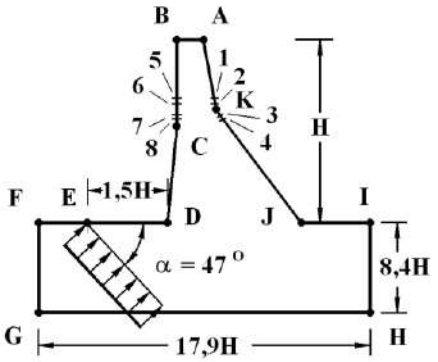


Рис. 1. Постановка задачи для системы сооружение-основание (плотина Койна)

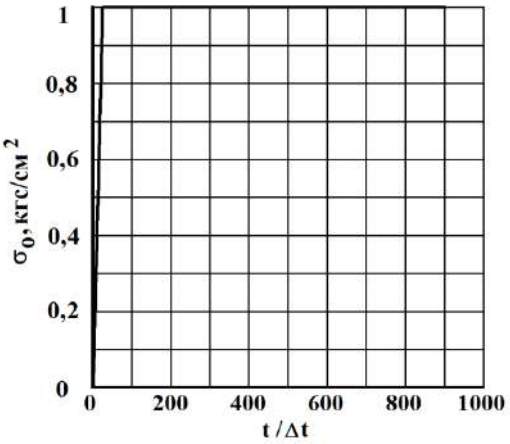


Рис. 2. Воздействие в виде функции Хевисайда

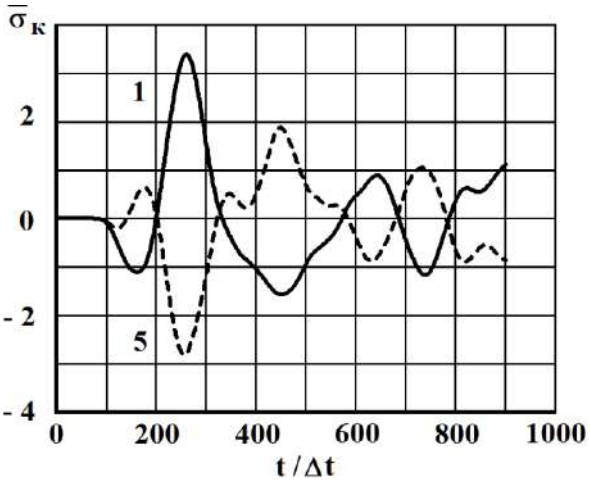


Рис. 3. Изменение упругого контурного напряжения $\overline{\sigma}_k$ в точках 1 и 5 на контуре плотины Койна во времени $t/\Delta t$

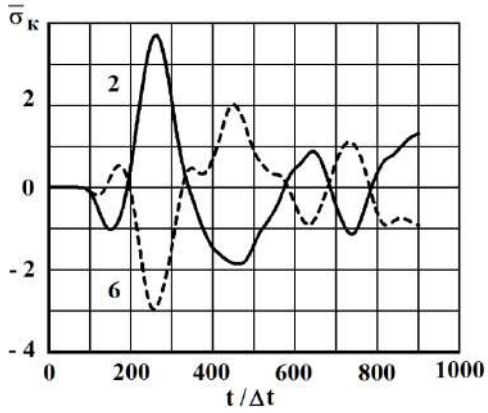


Рис. 4. Изменение упругого контурного напряжения $\overline{\sigma}_k$ в точках 2 и 6 на контуре плотины Койна во времени $t/\Delta t$

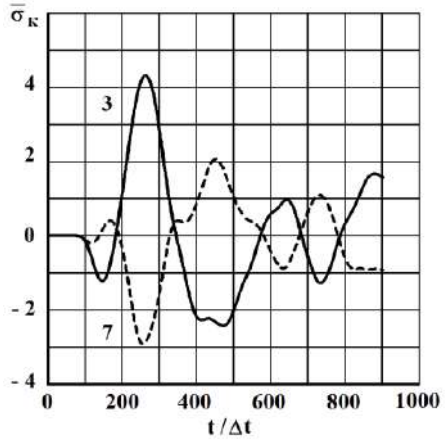


Рис. 5. Изменение упругого контурного напряжения $\overline{\sigma}_k$ в точках 3 и 7 на контуре плотины Койна во времени $t/\Delta t$

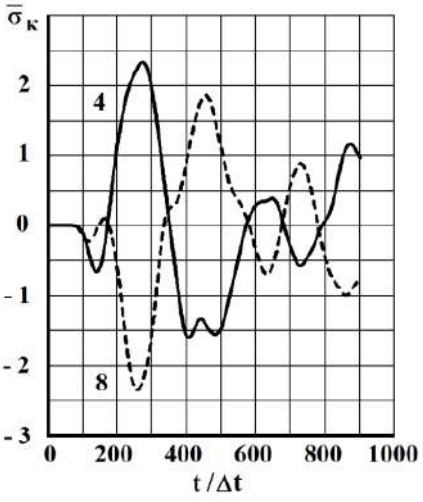


Рис. 6. Изменение упругого контурного напряжения $\overline{\sigma}_k$ в точках 4 и 8 на контуре плотины Койна во времени $t/\Delta t$

В связи с большой глубиной расположения предполагаемых гипоцентров землетрясения плотины Койна [15] будем предполагать, что плотина подвергается воздействию плоской продольной упругой волны типа функции Хевисайда $\acute{o}_0$ [2].

Максимальное растягивающее упругое контурное напряжение при сейсмическом воздействии определяем по следующим формулам

$$\sigma_k = \sigma_k^d + \sigma_k^c, \tag{4}$$

$$\sigma_k^d = \sigma_c \bar{\sigma}_k, \tag{5}$$

$$\sigma_k^c = \gamma h, \tag{6}$$

$$\sigma_c = \frac{\ddot{u}}{2\pi g} \gamma C_p T, \tag{7}$$

где: σ_k – максимальное растягивающее упругое контурное напряжение на контуре плотины при сейсмическом воздействии σ_c; σ_k – максимальное растягивающее контурное напряжение в точке 3; σ_c – максимальное напряжение в сейсмическом воздействии; $\frac{\ddot{u}}{g}$ – относительное максимальное ускорение, соответствующее баллу землетрясения; γ – объемный вес массива; C_p – скорость распространения продольной волны в массиве; T – преобладающий период сейсмических колебаний; $\bar{\sigma}_k^c$ – максимальное растягивающее контурное напряжение при нестационарном волновом сейсмическом воздействии в точке 3; $\bar{\sigma}_k^c$ – максимальное напряжение от собственного веса в точке 3; h – вертикальное расстояние от верха плотины до рассматриваемой точки 3.

В формулах (1–4) приведена последовательность определения напряжений при сейсмическом воздействии на исследуемый объект.

Таким образом, окончательно получим: σ_c = 1 МПа (10 кгс/см^2) максимальное растягивающее контурное напряжение на контуре плотины в точке 3 при сейсмическом воздействии; $\bar{\sigma}_k$ = 4,1; σ_k^d = 4,1 МПа (41 кгс/см^2); σ_k^c =-0,436 МПа (-4,36 кгс/см^2); σ_k = 3,664 МПа (36,64 кгс/см^2).

Сравнивая полученное значение максимального растягивающего упругого контурного напряжения σ_k с пределом прочности бетона плотины на растяжение (σ_p =2,45 МПа (24,5 кгс/см^2)) [15], видим, что величины нестационарного волнового напряжения вполне достаточно для создания зарегистрированных после землетрясения разрушений в виде сквозных трещин в окрестности точки 3 (рис. 1).

Выводы

1. Решена задача о воздействии плоской продольной упругой волны на плотину Койна (Индия) с основанием при нестационарном сейсмическом воздействии. Сейсмическое воздействие моделируется в виде функции Хевисайда. Исследуемая расчетная область имеет 522 узловые точки. Решается система уравнений из 2088 неизвестных.

2. Растягивающее упругое нормальное напряжение $\bar{\sigma}_k$ имеет следующее максимальное значение $\bar{\sigma}_k = 4{,}322$. Сжимающее упругое нормальное напряжение $\bar{\sigma}_k$ имеет следующее максимальное значение $\bar{\sigma}_k = -2{,}958$.

3. В рассматриваемой задаче преобладают изгибные волны. Выполненное исследование нестационарного волнового напряженного состояния показало, что результаты численного моделирования, соответствуют характеру разрушений, наблюдаемых в плотине Койна после землетрясения.

Литература

1. Кольский Г. Волны напряжений в твердых телах. М.: Иностранная литература, 1955. 192 с.

2. Напетваридзе Ш.Г. Сейсмостойкость гидротехнических сооружений. М.: Госстройиздат, 1959. 216 с.

3. Зенкевич О., Морган К. Конечные элементы и аппроксимация. М.: Мир, 1986. 320 с.

4. Хан Х. Теория упругости. М.: Мир, 1988. 344 с.

5. Мусаев В.К. Воздействие нестационарной упругой волны на плотину Койна // Строительство и архитектура. 1990. № 6. С. 70-72.

6. Мусаев В.К. О достоверности результатов математического моделирования нестационарных волн напряжений в объектах сложной формы // Строительная механика инженерных конструкций и сооружений. 2014. № 3. С. 71-76.

7. Мусаев В.К. Численное решение задачи о распространении нестационарных упругих волн напряжений в подкрепленном круглом отверстии // Современные наукоемкие технологии. 2015. № 2. С. 93-97.

8. Мусаев В.К. Оценка точности и достоверности численного моделирования при решении задач об отражении и интерференции нестационарных упругих волн напряжений // Успехи современного естествознания. 2015. № 1–7. С. 1184-1187.

9. Мусаев В.К. Оценка точности компьютерного моделирования плоских нестационарных волн напряжений (прямоугольный импульс) в упругой полуплоскости // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований. 2016. № 11–2. С. 236-239.

10. Стародубцев В.В., Акатьев С.В., Мусаев А.В., Шиянов С.М., Куранцов О.В. Моделирование упругих волн в виде импульсного воздействия (восходящая часть – четверть круга, нисходящая часть – четверть круга) в полуплоскости с помощью численного метода Мусаева В.К. // Проблемы безопасности российского общества. 2017. № 1. С. 36-40.

11. Мусаев В.К. Применение волновой теории сейсмического воздействия для моделирования упругих напряжений в Курпсайской плотине с грунтовым основанием при незаполненном водохранилище // Геология и геофизика Юга России. 2017. № 2. С. 98-105.

12. Мусаев В.К. Математическое моделирование изгибных волн напряжений в плотине Койна (Индия) с упругим основанием (полуплоскость) при нестационарном сейсмическом воздействии // Проблемы безопасности российского общества. 2017. № 3. С. 30-35.

13. Мусаев В.К. Моделирование безопасности по несущей способности плотины Кой-

на (Индия) с основанием в виде полуплоскости при нестационарном переходном процессе // Проблемы управления безопасностью сложных систем. Материалы XXVI Международной конференции. М.: РГГУ, 2018. С. 254-259.

14. Мусаев В.К. Оценка безопасности по несущей способности плотины Койна (Индия) с основанием (полуплоскость) с помощью волновой теории сейсмической безопасности // Современные проблемы железнодорожного транспорта: сборник трудов по результатам международной интернет-конференции в 2 т. Том 2. М.: Российский университет транспорта, 2019. С. 124-138.

15. Chopra A., Chakrabarti P. Analysis of earthquake performance of Koyna dam // Bulletin of the indian society of earthquake technology. 1972. V. 9, № 2. P. 49-60.

16. Musayev V.K. Mathematical modeling of seismic nonstationary elastic waves stresses in Kurpsai dam with a base (half-plane) // International Journal for Computational Civil and Structural Engineering. 2016. Volume 12, Issue 3. P. 73-83.

17. Musayev V.K. Numerical simulation of non-stationary seismic stresses in elastic waves dam Koyna with base (half-plane) // International Journal for Computational Civil and Structural Engineering. 2016. Volume 12, Issue 3. P. 84-94.

УДК 539.3

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НЕСТАЦИОНАРНЫХ КОНТУРНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ В ПОЛУПЛОСКОСТИ С ПОЛОСТЬЮ (СООТНОШЕНИЕ ШИРИНЫ К ВЫСОТЕ ОДИН К ПЯТИ) С ПОМОЩЬЮ ВОЛНОВОЙ ТЕОРИИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ

Мусаев В.К.

РУТ (МИИТ), Москва, Россия

Московский Политех, Москва, Россия

МГУ, Мингячевир, Азербайджан

Приведена информация о моделировании нестационарных сейсмических упругих волн напряжений в полуплоскости с вертикальной полостью, которая имеет соотношение ширины к высоте один к пяти. В качестве сейсмического воздействия принимается фундаментальное воздействие в виде функции Хевисайда. Для решения поставленной задачи применяются уравнения волновой вычислительной механики. На основе численного моделирования уравнений волновой теории упругости разработаны методика, алгоритм и комплекс программ для решения линейных нестационарных динамических задач.

Информация о постановке задачи, моделировании достоверности нестационарных волн напряжений в деформируемых телах различной формы приведена в работах [1-20]. Моделирование сейсмических нестационарных волн напряжений в задачах с вертикальной полостью, с помощью рассматриваемого численного метода, приведено в следующих работах [7, 9-14, 17-18]. В работах [3-6, 8, 13, 15-16, 19] приведена информация о точности и достоверности рассматриваемого численного метода, алгоритма и комплекса программ.

Задача решается методом сквозного счета, без выделения разрывов. Чтобы выполнить динамический расчет методом конечных элементов, нужно иметь матрицу жесткости и матрицу инерции конечного элемента.

Принимая во внимание определение матриц и векторов для тела Г, записываем приближенное значение уравнения движения в теории упругости

$$\overline{\boldsymbol{H}}\,\overline{\ddot{\boldsymbol{\Phi}}} + \overline{\boldsymbol{K}}\,\overrightarrow{\boldsymbol{\Phi}} = \overrightarrow{\boldsymbol{R}},\ \left.\overrightarrow{\dot{\boldsymbol{\Phi}}}\right|_{t=0} = \overline{\dot{\boldsymbol{\Phi}}}_{\boldsymbol{0}},\ \left.\overrightarrow{\boldsymbol{\Phi}}\right|_{t=0} = \overrightarrow{\boldsymbol{\Phi}}_{\boldsymbol{0}} \tag{1}$$

где: $\overline{\text{H}}$ – диагональная матрица инерции; $\overline{\text{K}}$ – матрица жесткости; $\overrightarrow{\Phi}$ – вектор узловых упругих перемещений; $\overrightarrow{\dot{\Phi}}$ – вектор узловых упругих скоростей перемещений; $\overrightarrow{\ddot{\Phi}}$ – вектор узловых упругих ускорений; $\overrightarrow{\boldsymbol{R}}$ – вектор внешних узловых упругих сил.

Интегрируя по временной координате соотношение (1) с помощью конечноэлементного варианта метода Галеркина, получим двумерную явную двухслойную конечноэлементную линейную схему в перемещениях для внутренних и граничных узловых точек

$$\overrightarrow{\dot{\boldsymbol{\Phi}}}_{\boldsymbol{i+1}} = \overline{\dot{\boldsymbol{\Phi}}}_{\boldsymbol{i}} + \Delta t\overline{\boldsymbol{H}}^{-\boldsymbol{1}}\left(-\overline{\boldsymbol{K}}\overrightarrow{\boldsymbol{\Phi}}_{\boldsymbol{i}} + \overrightarrow{\boldsymbol{R}}_{\boldsymbol{i}}\right),\ \overrightarrow{\boldsymbol{\Phi}}_{\boldsymbol{i+1}} = \overrightarrow{\boldsymbol{\Phi}}_{\boldsymbol{i}} + \overrightarrow{\dot{\boldsymbol{\Phi}}}_{\boldsymbol{i+1}} \tag{2}$$

Система уравнений (2) для внутренних и граничных узловых точек, полученная в результате интегрирования уравнения движения теории упругости, должна давать решение, сходящееся к решению исходной системы.

Шаг по временной переменной Δt определяем из следующего соотношения

$$\Delta t = k\frac{\min \Delta l_i}{C_p}\ (i = 1,\ 2,\ 3,\ ...,\ r), \tag{3}$$

где: Δl – длина стороны конечного элемента; r – число конечных элементов; C_p – скорость продольной упругой волны.

Результаты численного эксперимента показали, что при k = 0,5 обеспечивается устойчивость двумерной явной двухслойной конечноэлементной линейной схемы.

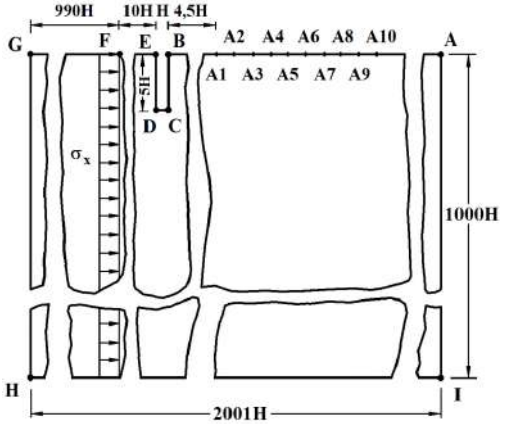


Рис. 1. Постановка задачи о воздействии плоской продольной сейсмической волны на упругую полуплоскость с полостью (соотношение ширины к высоте один к пяти)

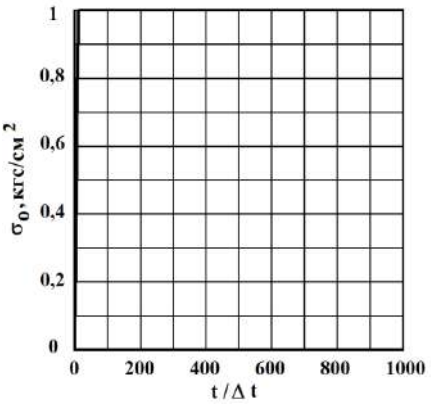


Рис. 2. Воздействие в виде функции Хевисайда

Рассмотрим задачу о воздействии плоской продольной сейсмической волны (2), параллельной свободной поверхности упругой полуплоскости с полостью (соотношение ширины к высоте один к пяти) (рис. 1).

Расчеты проводились при следующих единицах измерения: килограмм-сила (кгс); сантиметр (см); секунда (с). Для перехода в другие единицы измерения были приняты следующие допущения: 1 кгс/см^2 ≈ 0,1 МПа; 1 кгс с^2/см^4 ≈ 10^9 кг/м^3.

От точки F параллельно свободной поверхности ABEFG приложено нормальное напряжение σ_x, которое при $0 \le n \le 11$ ($n = t/\Delta t$) изменяется линейно от 0 до P, а при $n \ge 11$ равно P ($P = \sigma_0, \sigma_0 = 0{,}1$ МПа (1 кгс/см^2)). Граничные условия для контура GHIA при $t > 0$ $u = v = \dot{u} = \dot{v} = 0$. Отраженные волны от контура GHIA не доходят до исследуемых точек при $0 \le n \le 1000$. Контур ABCDEFG свободен от нагрузок, кроме точки F.

Расчеты проведены при следующих исходных данных: $H = \Delta x = \Delta y$; $\Delta t = 1{,}393 \cdot 10^{-6}$ с; $E = 3{,}15 \cdot 10^4$ МПа ($3{,}15 \cdot 10^5$ кгс/см^2); $\nu = 0{,}2$; $\rho = 0{,}255 \cdot 10^4$ кг/м^3 ($0{,}255 \cdot 10^{-5}$ кгс·с^2 /см^4); C_p = 3587 м/с; C_s = 2269 м/с.

Исследуемая расчетная область имеет 2004002 узловых точек. Решается система уравнений из 8016008 неизвестных.

В качестве примера на рис. 3–7 показано изменение упругого контурного напряжения $\bar{\sigma}_k$ ($\bar{\sigma}_k = \sigma_k / |\sigma_0|$) во времени n в точках A1–A5 (рис. 1), находящихся на свободной поверхности упругой полуплоскости: 1 – в задаче без полости; 2 – в задаче с полостью (соотношение ширины к высоте один к пяти).

Расстояние между точками: A1 и A2 равно H; A2 и A3 равно H; A3 и A4 равно H; A4 и A5 равно H; A5 и A6 равно H; A6 и A7 равно H; A7 и A8 равно H; A8 и A9 равно H; A9 и A10 равно H).

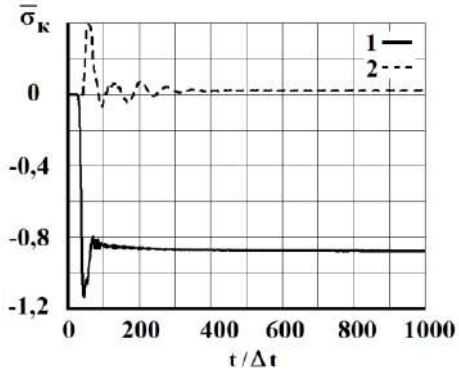


Рис. 3. Изменение упругого контурного напряжения $\bar{\sigma}_k$ во времени $t/\Delta t$ в точке A1: 1 – в задаче без полости; 2 – в задаче с полостью (соотношение ширины к высоте один к пяти)

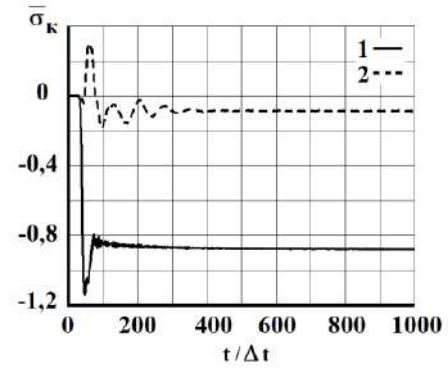


Рис. 4. Изменение упругого контурного напряжения $\bar{\sigma}_k$ во времени $t/\Delta t$ в точке A2: 1 – в задаче без полости; 2 – в задаче с полостью (соотношение ширины к высоте один к пяти)

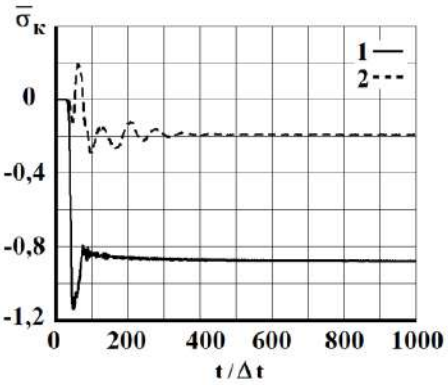


Рис. 5. Изменение упругого контурного напряжения $\overline{\sigma}_k$ во времени $t/\Delta t$ в точке A3: 1 – в задаче без полости; 2 – в задаче с полостью (соотношение ширины к высоте один к пяти)

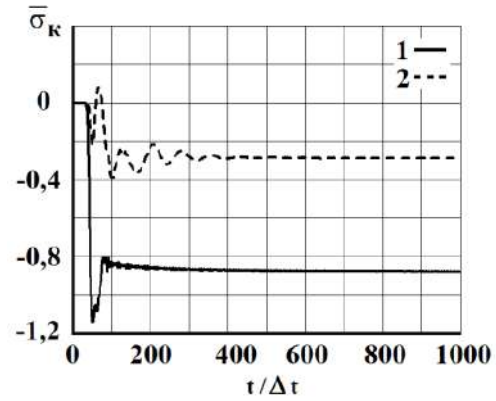


Рис. 6. Изменение упругого контурного напряжения $\overline{\sigma}_k$ во времени $t/\Delta t$ в точке A4: 1 – в задаче без полости; 2 – в задаче с полостью (соотношение ширины к высоте один к пяти)

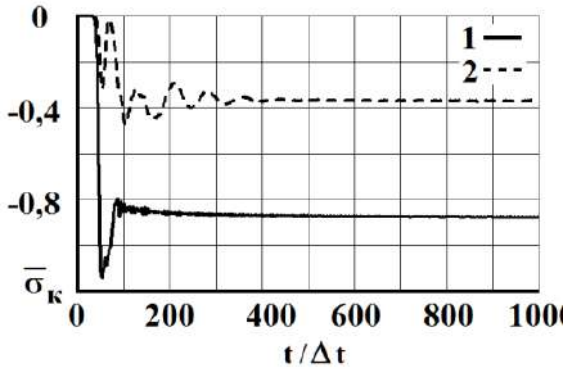


Рис. 7. Изменение упругого контурного напряжения $\overline{\sigma}_k$ во времени $t/\Delta t$ в точке A5: 1 – в задаче без полости; 2 – в задаче с полостью (соотношение ширины к высоте один к пяти)

Выводы

1. Решена задача о математическом моделировании нестационарных упругих волн напряжений в полуплоскости с полостью при сейсмическом воздействии (соотношение ширины к высоте один к пяти).

2. Исследуемая расчетная область имеет 2004002 узловых точек. Решается система уравнений из 8016008 неизвестных.

3. Полость, с соотношением ширины к высоте один к пяти, уменьшает величину упругого контурного напряжения $\overline{\sigma}_k$ в $|1{,}63|$ раза.

Литература

1. Кольский Г. Волны напряжений в твердых телах. М.: Иностранная литература, 1955. 192 с.

2. Рихтмайер Р., Мортон К. Разностные методы решения краевых задач. М.: Мир, 1972. 420 с.

3. Мусаев В.К. О достоверности результатов численного метода решения сложных задач волновой теории упругости при ударных, взрывных и сейсмических воздействиях // Ученые записки Российского государственного социального университета. 2009. № 5. С. 21-33.

4. Мусаев В.К. Численное моделирование распространения плоских продольных волн напряжений в виде треугольного импульса с большой линейной нисходящей частью в упругой полуплоскости // Проблемы безопасности российского общества. 2014. № 2. С. 102-112.

5. Мусаев В.К. Решение задачи о распространении плоских продольных волн в виде импульсного воздействия (первая ветвь: восходящая часть – четверть круга, нисходящая часть – четверть круга; вторая ветвь: восходящая часть – линейная, нисходящая часть – линейная) // Международный журнал экспериментального образования. 2015. № 4–2. С. 326-330.

6. Мусаев В.К., Дикова Е.В., Акатьев С.В., Стародубцев В.В., Самойлов С.Н. Оценка точности результатов численного моделирования при решении задачи о распространении импульсного воздействия в виде треугольника в упругой полуплоскости // Строительная механика инженерных конструкций и сооружений. 2015. № 6. С. 8-12.

7. Мусаев В.К. Моделирование нестационарных упругих динамических напряжений в полуплоскости без полости и с полостью с помощью волновой теории сейсмической безопасности // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований. 2016. № 3-2. С. 227-231.

8. Мусаев В.К. Оценка физической достоверности и математической точности численного моделирования плоских нестационарных упругих волн напряжений в виде импульсного воздействия (функция Хевисайда) в полуплоскости // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований. 2016. № 11–1. С. 49-52.

9. Мусаев В.К. Численное решение задачи о воздействии плоской продольной нестационарной сейсмической волны на упругую полуплоскость с полостью (соотношение ширины к высоте один к восьми) // Международный журнал экспериментального образования. 2016. № 11-2. С. 197-201.

10. Мусаев В.К. Определение сейсмических нестационарных упругих волн напряжений в полуплоскости с прямоугольной вертикальной полостью (соотношение ширины к высоте один к двенадцати) // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований. 2016. № 11-3. С. 403-407.

11. Мусаев В.К. Применение волновой теории сейсмической безопасности для моделирования динамических упругих напряжений в полуплоскости с полостью (соотношение ширины к высоте один к четырем) // Международный журнал экспериментального образования. 2016. № 12-1. С. 143-147.

12. Мусаев В.К. Применение волновой теории сейсмической безопасности для определения динамических напряжений в упругой полуплоскости с вертикальной прямоугольной полостью // Проблемы управления безопасностью сложных систем. Материалы XXIV Международной конференции. М.: РГГУ, 2016. С. 344-347.

13. Стародубцев В.В., Акатьев С.В., Мусаев А.В., Шиянов С.М., Куранцов О.В. Моделирование с помощью численного метода Мусаева В.К. нестационарных упругих волн в виде импульсного воздействия (восходящая часть – четверть круга, средняя – горизонтальная, нисходящая часть – линейная) в сплошной деформируемой среде // Проблемы безопасности российского общества. 2017. № 1. С. 63-68.

14. Мусаев В.К. Математическое моделирование динамических упругих напряжений в полуплоскости с полостью (соотношение ширины к высоте один к четырем) с помощью волновой теории сейсмической безопасности // Информационно-телекоммуникационные технологии и математическое моделирование высокотехнологичных систем. Материалы Всероссийской конференции с международным участием. М.: РУДН, 2017. С. 319-321.

15. Стародубцев В.В., Мусаев А.В., Дикова Е.В., Крылов А.И. Моделирование достоверности и точности импульсного воздействия в упругой полуплоскости с помощью численного метода, алгоритма и комплекса программ Мусаева В.К. // Информационно-телекоммуникационные технологии и математическое моделирование высокотехнологичных систем. Материалы Всероссийской конференции с международным участием. М.: РУДН, 2017. С. 339-341.

16. Куранцов В.В., Мусаев А.В., Самойлов С.Н., Мусаева С.В., Шиянов С.М. Моделирование импульса (восходящая часть – четверть круга, средняя – горизонтальная, нисходящая – линейная) в упругой полуплоскости с помощью численного метода, алгоритма и комплекса программ Мусаева В.К. // Новые технологии науки, техники, педагогики высшей школы: материалы Международной научно-практической конференции «Наука – Общество – Технологии – 2017». М.: Московский политех, 2017. С. 29-35.

17. Мусаев В.К. Применение нестационарной волновой теории сейсмической безопасности к моделированию напряжений в упругой полуплоскости с вертикальной полостью (соотношение ширины к высоте один к двенадцати) // Новые технологии науки, техники, педагогики высшей школы: материалы Международной научно-практической конференции «Наука – Общество – Технологии – 2017». М.: Московский политех, 2017. С. 246-252.

18. Мусаев В.К. Численное моделирование сейсмических упругих нестационарных волн напряжений в полуплоскости с полостью (соотношение ширины к высоте один к пяти) // Современные проблемы железнодорожного транспорта: сборник трудов по результатам международной интернет-конференции в 2 т. Том 2. М.: Российский университет транспорта, 2019. С. 105-111.

19. Musayev V.K. Estimation of accuracy of the results of numerical simulation of unsteady wave of the stress in deformable objects of complex shape // International Journal for Computational Civil and Structural Engineering. 2015. Volume 11, Issue 1. P. 135-146.

20. Musayev V.K. Mathematical modeling of non-stationary elastic waves stresses under a concentrated vertical exposure in the form of delta functions on the surface of the half-plane (Lamb problem) // International Journal for Computational Civil and Structural Engineering. – 2019. Volume 15, Issue 2. P. 111-124.

УДК 681.2:621.791(075.8)

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА РАЗРУШЕНИЯ И ОЦЕНКА УДАРООПАСНОСТИ МАССИВА ГОРНЫХ ПОРОД ПО РЕЗУЛЬТАТАМ РЕГИСТРАЦИИ СИГНАЛОВ АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ, ВЫЗВАННОЙ ТЕХНОЛОГИЧЕСКИМ ВЗРЫВОМ

Носов В.В.

СПГУ, Санкт-Петербург, Россия

СПбПУ Санкт-Петербург, Россия

Эффективное решение задач обеспечения безопасности подземных работ возможно только на основе информативных и адекватных математических моделей, необходимых для понимания структуры внутренних связей, основных свойств, законов развития, саморазвития процессов и взаимодействия с окружающей средой, управления объектом или процессом прогнозирования прямых и косвенных последствий реализации заданных способов и форм воздействия на объект. Модели, не обладающие определенной «предсказательностью», не могут считаться удовлетворительными в научных исследованиях. Однако достаточно строго обоснованного построения моделей сделать практически никогда не удаётся, что объясняет доминирование статистического подхода в моделировании и применения низко универсальных математических моделей объектов исследования [1-6]. В частности, при прогнозе удароопасности горного массива сейсмоакустическим методом, несмотря на аппаратурные достижения цифровых технологий, как и ранее, базируются на измерении акустической активности или энергоёмкости упругого излучения после технологического взрыва и сталкиваются с зависимостью результатов прогноза от дестабилизирующих факторов. Для решения проблемы рассмотрены микромеханическая модель накопления повреждений в массиве и отражающей его временной зависимости параметров акустической эмиссии (АЭ), принципы отбора устойчивых к дестабилизирующим факторам диагностических параметров, позволяющие отделить влияние различных факторов на результаты прогноза и провести фильтрацию сигналов, предложены критерии и методика оценки категории удароопасности МГП.

Модель разрушения МГП и параметров АЭ гетерогенного материала

Прогнозирование удароопасности МГП с позиции применяемого подхода [7-9, 17] основано на моделировании процесса разрушения и непосредственном наблюдении за связанным с ним явлением упругого излучения, которые наиболее интенсивно происходят в начальный период перераспределения перенапряжений в связи с созданием в массиве новых полостей после технологического взрыва. Основой моделирования является связь пер-

вичных информативных параметров АЭ ξ с параметрами повреждаемости материала или горной породы – концентрацией С трещин, образующихся в результате разрушения структурных элементов, описываемая уравнением

$$\xi(t) = k_{\text{AE}} C(t), \tag{1}$$

где t – текущее время, k_{AE} – акустико-эмиссионный коэффициент (АЭК), имеет смысл коэффициента подобия процессов разрушения и упругого излучения или акустически активного объема материала, описываемого выражением

$$k_{AE} = V \iiint\limits_{\Delta t, f, u} \Phi(\Delta t, f, u) du df d\Delta t , \tag{2}$$

где V – контролируемый объем материала; $\Phi(\Delta t, f, u)$– функция плотности распределения сигналов АЭ по длительности пауз Δt, частоте f и амплитуде u. Информативность модели (1) обеспечивается стабилизацией АЭК и связью скорости накопления концентрации С со временем до разрушения.

Временная зависимость концентрации трещин описывается выражением

$$C(t) = C_0 \int\limits_{\omega_0}^{\omega_0 + \Delta\omega} \Psi(\omega) \left\{ 1 - \exp\left[- \int\limits_0^t dt' / \Theta(U_0, \omega(t')) \right] \right\} d\omega , \tag{3}$$

где C_0 – начальная концентрация структурных элементов; ω – параметр прочностного состояния структурного элемента материала объекта контроля, зависящий от изменяющихся во времени растягивающих напряжений σ(t) на структурном элементе, ω(t) – временна́я зависимость параметра прочностного состояния

$$\omega(t) = \gamma \sigma(t) / (KT), \tag{4}$$

где γ, K, T, Ψ(ω), τ_0, U_0, ω_0 и Δω – параметры модели.

Используемое для диагностики конструкционных материалов на микромасштабном уровне уравнение (1) распространяется и на масштаб стадии рассеянного вокруг образуемой взрывом полости разрушения и, таким образом, представляет собой универсальную многоуровневую модель временны́х зависимостей параметров акустической эмиссии, регистрируемой на стадии рассеянного разрушения любого масштабного уровня в условиях прочностной неоднородности материала контролируемого объекта, позволяющую, при известной критической концентрации трещин $C^* \approx 0{,}01 C_0$, оценить время до разрушения. Аналогом концентрации С являются различные первичные параметры ξ АЭ – число N_Σ регистрируемых импульсов дискретной АЭ, суммарный счет N АЭ, относительная суммарная амплитуда или любая безразмерная комбинация этих параметров. Существенная зависимость активности и амплитуды сигналов АЭ от условий регистрации сигнала и распространения упругой волны, индивидуальных для каждого канала регистрации и влияющих на АЭК (2), дестабилизирует связь первичных параметров или энергии АЭ с состоянием массива, снижает достоверность АЭ прогноза и эффективность основанных на нём мер по обеспечению безопасности.

Анализ уравнения (3) позволяет выделить прогностический этап однородного разрушения, а включающая её (1) позволяет сформулировать условия корректности АЭ контроля и предложить ряд информативных диагностических АЭ-показателей прочностного состояния горной породы (табл.1), связанных с интенсивностью разрушения на этапе однородного разрушения, моментом накопления критической концентрации и степенью опасности состояния, устойчивых к влиянию дестабилизирующих факторов. В качестве АЭ-показателя напряженного состояния участка массива горных пород принимаем величину коэффициента относительной нагруженности F_{AE}, характеристики структуры и спада активности − коэффициента структуры X_{AE}, а в качестве связанного со временем до разрушения призабойной зоны критерия её удароопасности − коэффициент долговечности W_{AE} (табл.1)

Таблица 1

Многомодельные многоуровневые концентрационно-кинетические АЭ-показатели прочности, устойчивые к влиянию помех и дестабилизирующих факторов АЭ контроля

АЭ-показатель	Микро-модель	Нано-модель	Свойство
F_{AE}	$\ln\xi_1/\ln\xi_2$	σ_1/σ_2	Относительная нагруженность
X_{AE}	$d\ln\xi/dt$	$\alpha=\gamma\dot{\sigma}/(KT)$	Структура и спад активности
W_{AE}	$d\ln\xi/dK_н$	$\omega=\sigma/(KT)$	Долговечность

Примечание. В табл. 1 $K_н$ – коэффициент нагрузки (отношение диагностической нагрузки к рабочей).

Описание метода получения первичной информации и её анализа

Регистрация АЭ и измерение параметров её сигналов производилось после проведения в массиве технологического взрыва на рудниках «Таймырский» и «Октябрьский» Норильского промышленного района ГМК «Норильский никель», осуществляемого с целью обрушения добываемой горной породы. Аппаратура регистрации описана в [6,8].

В большинстве случаев регистрируемое за единицу времени t спада количество N'_Σ сигналов АЭ изменялось по экспоненциальному закону, описываемому микромеханической моделью (1) на случай однородного разрушения (рис.1):

$$N'_\Sigma(t) = k_{AE}C_0 exp\{[\gamma(\sigma_O - \dot{\sigma}t) - U_0]/(KT)\}/\tau_0 = N'_{0\Sigma}\exp(-\alpha t), \quad (5)$$

где σ_O – напряжения после взрыва, $\dot{\sigma}$ − средняя скорость их спада, $N'_{0\Sigma}$ – сейсмоакустическая активность в начальный момент времени ее спада, $\alpha=\gamma\dot{\sigma}/(KT)=X_{AE}=d\ln N'_\Sigma(t)/dt$ – показатель скорости спада АЭ. Величина коэффициента корреляции между действительными и рассчитанными по уравнению (5) значениями N'_Σ для различных случаев регистрации попадали в диапазон 0,8 − 0,98, что подтверждало адекватность модели (5).

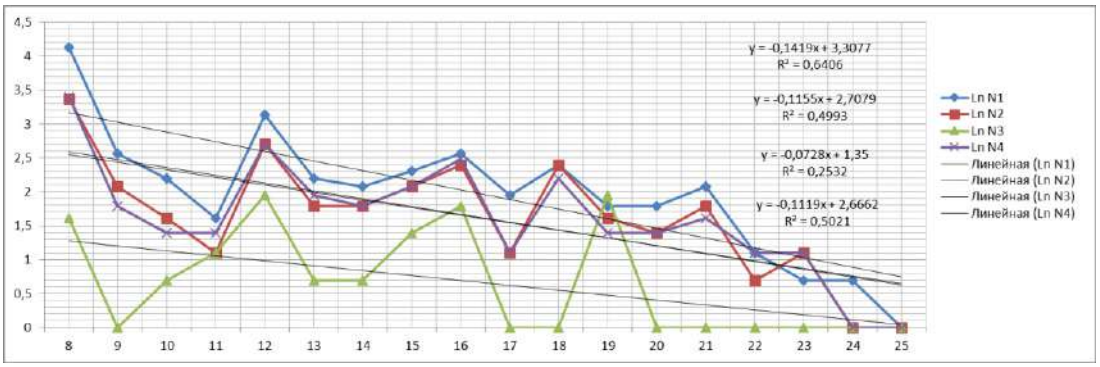


Рис.1. Результаты регистрации временной зависимости вызванной технологическим взрывом АЭ месторождений Норильского промышленного района различными каналами при прохождении участка защищённой зоны

Установлено, что вызванная взрывом АЭ массива в первый момент времени (1-2 мин) достигала максимального значения $N'_{0\Sigma}$, а далее происходил ее спад до величины $N'_{p\Sigma}$. Эти значения описывались выражениями микромеханической модели

$$N'_{0\Sigma} = k_{AE}C_0\exp[\sigma_O\gamma/(KT)]/\{\tau_0\exp[U_0/(KT)\} = A_D\ \exp\omega_0 \quad (6)$$

$$N'_{p\Sigma} = k_{AE}C_0\exp[\sigma_P\gamma/(KT)]/\{\tau_0\exp[U_0/(KT)]\} = A_D\ \exp\omega_p,$$

число импульсов АЭ накапливалось во времени t по закону

$$N_\Sigma(t) = A_D KT\exp[(\gamma\sigma_0)/(KT)]\{1 - \exp[-\gamma\dot{\sigma}\,t/(KT)]\}/(\gamma\dot{\sigma}) = A_D\ \exp\omega_0\{1 - \exp(-\alpha t)\}/\alpha\ , \quad (7)$$

где $A_D = k_{AE}C_0/\{\tau_0\exp[U_0/(KT)]\}$ – коэффициент акустико-эмиссионной активности.

Для массива, находящегося в квазистатическом однородном напряженном состоянии, когда средние напряжения σ_p в нем постоянны, характеризующее удароопасность время τ^* до проявления горного давления определяется из условия достижения концентрацией С трещин критической величины C^* по формуле:

$$\tau^* = 0{,}01\tau_0\exp[(U_0 - \gamma\sigma_p)/(KT)] = A/\exp\omega_p. \quad (8)$$

Значения входящих в правую часть уравнения (8) величин τ_0, U_0, К, Т, $A=0{,}01\tau_0\exp(U_0/$КТ) относительно стабильны, как правило, известны или могут быть определены априорно перед испытаниями. Поэтому оценка степени удароопасности участка массива горных пород была сведена к апостериорному определению только величины ω_p уравнения (8), например, с помощью АЭ-показателя $W_{AE} = \gamma\sigma/(КТ)$ (табл. 1):

Значение параметра долговечности W_{AE} табл. 1 определяется по формулам:

- для состояния массива в момент взрыва

$$W_{0AE} = \gamma\sigma_0/(КТ) = [\ln(N'_{0\Sigma}/N'_{\partial\Sigma})]/\Delta K_0, \quad (9)$$

где $\Delta K_0 = \sigma_0/[\sigma] - \sigma_p/[\sigma] \approx [1 - F_{AE}]$ – изменение коэффициента нагрузки для взрывного состояния за время релаксации напряжений после взрыва, $F_{AE} = \ln N'_{\partial\Sigma}/\ln N'_{0\Sigma} \approx \sigma_p/\sigma_0$;

- в равновесном состоянии

$$W_{pAE} = \gamma\sigma_p/(KT) = [\ln(N'_{0\Sigma} / N'_{\partial\Sigma})]/\Delta K_p, \quad (10)$$

где $\Delta K_p = \sigma_0/\sigma_p - \sigma_p/\sigma_p \approx 1/F_{AE} - 1$ – изменение коэффициента нагрузки для равновесного состояния участка МГП.

Для формулировки диагностического признака, информативного относительно ударопасности, значения W_{AE} должны сопоставляться с критическими допустимыми величинами $[W_{AE}]$, которые определяются из условия разрушения горной породы за время $\theta_{взр}$ взрывного воздействия и не зависят от факторов, влияющих на результаты АЭ контроля:

$$[W_{0AE}] = \ln(\tau_0 /\theta_{взр}) + U_0/(KT) \quad (11)$$

С учётом значений величин $\tau_0 = 10^{-13} \div 10^{-15}$ с, $\theta_{взр} \approx 1 \div 1000$ с, $U_0/KT = 50 \div 60$ [19, 20], имеем $[W_{0AE}] \approx 10 \div 30$, $[W_{pAE}] \approx 1 \div 2$, которые принимаем за универсальную постоянную массива.

В табл. 2 приведён пример одного из вариантов прогнозирования удароопасности МГП.

Заключение

Таким образом, показана эффективность применения информационно-кинетического подхода и микромеханической модели временной зависимости параметров акустической эмиссии, регистрируемой после технологического взрыва, для интерпретации результатов регистрации АЭ горного массива, обоснованного подбора информативных диагностических параметров, связанных со временем до момента динамического проявления горного давления, представительных диагностических признаков и критериев состояния МГП, характеризующих степень его удароопасности.

Таблица 2

Оценка удароопасности участка массива горных пород при локальном прогнозировании

Категория удароопасности	***Критерий удароопасности***	***Характеристика*** удароопасности ***участка МГП и меры предосторожности***
I	$W_{0AE} > 7$	**С повышенной опасностью горных ударов.** Выработки должны быть немедленно приведены в неудароопасное состояние, обязательны дополнительные меры предосторожности, обеспечивающие безопасность людей; горные работы ведутся по специальной технологии.
II	$5 < W_{0AE} \le 7$	**Опасные по горным ударам.** Выработки должны быть приведены в неудароопасное состояние, горные работы ведут по обычной технологии.
III	$W_{0AE} \le 5$	**Не представляющие непосредственной опасности горных ударов.** Специальных мер не применяется, но текущий прогноз удароопасности осуществляется.

Литература

1. Гиляров В.Л. Анализ статистических параметров данных геоакустического мониторинга на месторождении «Антей» / В.Л. Гиляров, Е.Е. Дамаскинская, А.Г. Кадомцев, И.Ю. Рассказов // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2014. № 3. С. 40-45.

2. Ефимов В.П. Влияние скорости нагружения на трещиностойкость горных пород с позиций кинетической термофлуктуационной концепции разрушения // ФТПРПИ. 2016. №2. С. 57-63.

3. Кочарян Г.Г., Остапчук А.А. Акустическая эмиссия при различных режимах межблоковых перемещений // ФТПРПИ. 2015. №1. С.3-13.

4. Кривошеев И.А. Статистический метод обработки сигналов акустической эмиссии в горном массиве / И.А. Кривошеев, Г.А. Иванов // Дефектоскопия. 2002. № 2. С.62-65.

5. Куксенко В.С., Махмудов Х.В., Мансуров В.А., Султанов У., Рустамова М.З. Структурные изменения при деформации природных гетерогенных материалов // ФТПРПИ. 2009. № 4.

6. Наговицын Ю.Н., Какошина Л.В. Региональный прогноз удароопасности на рудниках ЗФ ПАО «ГМК «Норильский никель»». Перспективы развития // Международная научно-практическая конференция, посвящённая 110-летию горного факультета. Горное дело в XXI веке: технология, наука, образование. Национальный минерально-сырьевой ун-т «Горный», 28-29 октября 2015 г. С.32.

7. Носов В.В. Контроль прочности неоднородных материалов методом акустической эмиссии // Записки Горного института. 2017. Т. 226. С. 469-479

8. Носов В.В. Оценка удароопасности участка массива горных пород по результатам регистрации его сейсмоакустической активности // Записки Горного Института. 2015. Т. 216. С. 62-75.

9. Носов В.В. Принципы оптимизации технологий акустико эмиссионного контроля прочности промышленных объектов // Дефектоскопия. 2016. № 7. С. 52-67.

10. Опарин В. Н. О кинетических особенностях развития сейсмоэмиссионных процессов при отработке угольных месторождений Кузбасса / В. Н. Опарин, А.Ф. Еманов, В.И. Востриков, Л.В. Цибизов // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2013. № 4. С. 40-45.

11. Рассказов И.Ю., Курсакин Г.А. Особенности сейсмоакустического контроля геомеханического состояния массива горных пород в геодинамически активных районах // Известия ВУЗов. Горный журнал. 2006. № 6. С. 22-28.

12. Трапезников Ю.А., Манжиков Б.Ц., Богомолов Л.М. Амплитудные спектры акустической эмиссии при ступенчатом нагружении горных пород // Вулканология и сейсмология. 2000. №2. С. 75-78.

13. Щербаков И.П., Куксенко В.С., Чмель А.Е.. Температурная зависимость накопления микроповреждений при ударном разрушении гранита // ФТПРПИ. 2013. №6. С. 90-97.

14. Шкуратник В. Л., Николенко П. В. Об использовании акустико-эмиссионного эффекта памяти в композиционном материале для контроля критических напряжений в массиве горных пород // ФТПРПИ. 2013. № 4. С. 32-39.

15. Archer J.W., Dobbs MR., Aydin A., Reeves H.J., Prance R.J. Measurement and correlation of acoustic emissions and pressure stimulated voltages in rock using an electric potential sensor // International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences. 2016. Vol. 89. P. 26-33.

16. Meng Q., Zhang M. E, Han L., Pu H., Chen Y. Acoustic emission characteristics of red sandstone specimens under uniaxial cyclic loading and unloading compression, Rock Mechanics and Rock Engineering, 2018. P. 1-20.

17. Nosov V.V., Burakov I. N. Use of Amplitude Distribution Parametersof Acoustic Emission Signals for Assessing the Strength of Structural Materials//Russian Journal of Nondestructive Testing, Vol. 40, No. 3, 2004, P. 157-162.

18. Wang H.-J., Tang L., Ren X.-H., Yang A.-Y., Niu. Y. Mechanism of rock deformation memory effect in low stress region and its memory fading, Rock and Soil Mechanics, 2014, Vol. 35, Issue 4. P. 1007-1014.

19. Wang H.-J., Ren X.-H., Tao R.-R., Zhang J.-X. Mechanism of rock deformation memory effect in low stress region based on frictional sliding, Zhongnan Daxue Xuebao (Ziran Kexue Ban), J. of Central South University (Science and Technology), 2012, Vol. 43, Issue 11. P. 4464-4471.

20. [https://megaobuchalka.ru/11/55136.html, http://flatik.ru/ocenka-kachestva-gornih-porod-karelii-na-osnove-termokinetiche].

УДК 550.8.621.3

МАССА ТЕЛА НЕ ЯВЛЯЕТСЯ ИСТОЧНИКОМ ГРАВИТАЦИОННОГО ЗАРЯДА, А ЯВЛЯЕТСЯ ЕГО НОСИТЕЛЕМ

Оганесян С.М.

ИГИС НАН РА, Гюмри, Армения

1. В процессе разработки новой (гравитационно-вихревой) теории сейсмостойкости (НТС) [1-5] и, соответственно, новых расчетных схем, у автора статьи постепенно кристаллизировалась идея, что только новая модель массы (НММ) [6] недостаточна для ее построения. Как видно из рис. 1-4 работы [5] масса (плотность) стержня одновременно по-разному реагирует на одно и то же внешнее воздействие. По мнению автора статьи это невозможно, если плотность стержня (масса тела) сама является гравитационным зарядом [2, 5]. Поэтому необходимо существенно изменить понятие «гравитационного заряда» и принять, что сама масса не является источником гравитационного заряда, как это принято в современной физике, а является только его носителем. Причиной для выдвижения такой природы гравитационного заряда (массы) послужили проведенные автором и другими исследователями опыты по влиянию вибрации на вес тела [7, 8]. В работе [7] показано, что уменьшение веса вибростола (250 Н) при его вертикальном колебании на частоте 50 Гц и амплитуде 0,5 мм составило 55 Н (вертикальный подъем вибростола – 17 мм). Очевидно, что с телом (массой) вибростола ощутимых внешних изменений не происходит. Отсюда, по мнению автора статьи, это изменение веса может произойти, если предположить существование гравитационных зарядов, которые каким-то образом проникают в вибростол. Косвенной причиной служат аналоговые связи между массой и индуктивностью при колебательных процессах и/или распространения соответствующих волн в стержне (упругих) и в длинной линии (электромагнитных волн). Более обосновано наличие гравитационных зарядов будет показано в настоящей статье.

2. В работах [1−4] показано, что при колебании однородного консольного стержня длины l полное перемещение нейтральной линии $U(x,t)$ представимо в виде $U(x,t)=U_1(x,t)+U_2(x,t)+U_3(x,t)$, где $U_1(x,t)$ − чистый изгиб, $U_2(x,t)$ − изгибо-сдвиг, $U_3(x,t)$ − чистый сдвиг. В проведенных автором исследованиях показано [2, 5, 9], что истинной причиной изгибных колебаний консольного стержня при кинематическом возбуждении является не распределенная сила $f(x,t)=f(t)=-\rho S\frac{\partial^2 U_0(0,l)}{\partial t^2}$, $x\in[0,l]$, а половина ее частной производной по переменной x

$$f'(t)=\rho S\delta(x-l)\frac{\partial^2 U_0(0,t)}{\partial t^2}, \qquad (1)$$

где $\delta(\cdot)$ – дельта функция Дирака, ρ - плотность стержня, S - сечение стержня.

При этом полную физическую нагрузку при нахождении изгибно-сдвиговой составляющей $U_2(x,t)$ несет не волновое уравнение:

$$\begin{cases} \rho S\dfrac{\partial^2\varphi_2}{\partial t^2}-kGS\dfrac{\partial^2\varphi_2}{\partial x^2}=\dfrac{1}{2}f'_x(t)=-\dfrac{1}{2}f(t)\delta(x-l) \quad (2) \\ \text{при нулевых начальных и граничных условиях} \\ \varphi_2(0,t)=\dfrac{\partial\varphi_2(l,t)}{\partial x}=0, \quad (3) \\ \varphi_2(x,0)=\dfrac{\partial\varphi_2(x,0)}{\partial t}=0, \quad (4) \end{cases}$$

и

$$\begin{cases} \dfrac{\partial U_2}{\partial x}=\overline{\varphi}_2(x,t), \quad (5) \\ U_2(0,t)=0, \quad (6) \\ \text{где } \overline{\varphi}_2(x,t)-\text{решение задачи (5)}-\text{(6)}, \end{cases}$$

а соответствующая уравнению (2) система линейных дифференциальных уравнений

$$\begin{cases} \rho S\dfrac{\partial\varphi_2}{\partial t}=\dfrac{\partial p}{\partial x}, \quad (7) \\ \dfrac{\partial p}{\partial t}=kGS\dfrac{\partial\varphi_2}{\partial x}-\dfrac{1}{2}f(x,t), \quad (8) \end{cases}$$

где φ − угол поворота сечения S, $p(x,t)$− внутренний распределенный импульс.

Из уравнений (7)–(8) видно, что в консольном стержне (задача 1) при кинематическом возбуждении возникает внутренний распределенный объемный импульс (количество движения) p (x,t), производной $\frac{\partial p}{\partial t}$ которого в равенстве (8) балансирует (противодействует) $\frac{1}{2}f(x,t)$ и одновременно связанный с ним внутренний распределенный момент $\frac{J}{S}\cdot\frac{\partial^2 p}{\partial t\partial x}$. Выражение $\frac{J}{S}\cdot\frac{\partial^2 p}{\partial t\partial x}$ получается из равенства (7) дифференцированием по переменной *t* и умножением левой и правой частей на величину $\frac{J}{S}$, т.е.:

$$\rho J\frac{\partial^2\varphi_2}{\partial t^2}=\frac{J}{S}\cdot\frac{\partial^2 p}{\partial x\cdot\partial t}, \quad (9)$$

где J – момент инерции сечения стержня S относительно оси z.

Из уравнения (2) и вышеприведенных рассуждений следует, что процесс начала изгибно-сдвиговых колебаний происходит со свободного конца консольного стержня [2, 5, 9]. Поэтому на свободном конце стержня одновременно возникают сила $F(l,t)$ и момент силы $M(l,t)$, модули которых равны соответственно $\frac{1}{2}f(x,t)$и $\frac{1}{2}\cdot\frac{I}{S}\dot{f}(x,t)$ образующие связанную пару (аналогично куперовской паре). Дело в том что, действуя, независимо друг от друга, они бы вызывали соответственно чисто сдвиговые и чисто изгибные колебания. В работах по исследованию механизма очагов землетрясений их рассматривают не как связанные пары, а как двойную силу с моментом [10-12].

Естественно возникают вопросы как создаются:

1. внутренний распределенный импульс (количество движения) $p(x,t)$;
2. связанная пара F(l,t) и M(l,t).

Наибольшую трудность для понимания создает возникновение связанной пары F(l,t) и M(l,t) на свободном конце консольного стержня. Известно [13], что возникновение всех «инерционных воздействий» связано с плотностью ρ(массой) однородного стержня. Однако на конце стержня элементарная масса $\Delta m=\rho S\Delta x$ отсутствует. Это обуславливает необходимость использования новых подходов для объяснения возникновения связанной пары F(l,t) и M(l,t).

В работах [5, 16] показано, что система уравнений (7) − (8), описывающая изгибно-сдвиговые колебания консольного стержня, аналогична системе телеграфных уравнений:

$$\begin{cases} L\dfrac{\partial I}{\partial t}=-\dfrac{\partial V}{\partial x}, & (10)\\ C\dfrac{\partial V}{\partial t}=-\dfrac{\partial I}{\partial x}, & (11)\end{cases}$$

описывающих распространение тока проводимости в однопроводной линии, где L, C − индуктивность и емкость единицы длины провода, V – напряженность, I - ток.

В работах [5, 9] показано, что ток проводимости в однопроводной линии передается следующим образом. По проводу мгновенно передается потенциал $\bar{V}_0(t)$, а на конце провода происходит поляризация электронов (позитронов) по всей площадке сечения S провода, которые создают электрическое напряжение $E(l,t)=-\frac{1}{2}\cdot\frac{\partial\bar{V}_0(t)}{\partial x}$. Это напряжение в виде электрического тока проводимости (поляризованных электронов (позитронов) [14]) распространяется в однопроводной линии.

При рассмотрении вопроса, как возникает связанная пара F(l,t) и M(l,t), мы должны принять (сделать заключение), по аналогии с распространением тока проводимости в однопроводной линии, что существуют «гравитационные заряды» которые на свободном конце стрежня поляризуются и создают связанную пару F(l,t) и M(l,t).

В работе предлагается по аналогии с работами [7, 15, 17] ввести понятия следующих трех новых «гравитационных зарядов» и трех «гравитационных аналогов магнитных зарядов»:

A.1) чистый гравитационный заряд;
2) гравитационный монополь;
3) вихревой гравитационный заряд;
B.1) чистый М-гравитационный заряд;
2) М-гравитационный монополь;
3) вихревой М-гравитационный заряд.

Гравитационный монополь состоит из связанной пары чистого гравитационного заряда и вихревого М-гравитационного заряда.

М-гравитационный монополь состоит из связанной пары чистого М-гравитационного заряда и вихревого гравитационного заряда.

Замечание. Неявным образом наличие М-гравитационного заряда имеется во введенном в работе [18] гипотетическом понятии гравитон, аналогичном фотону.

Дадим определения чистого гравитационного заряда, а потом образуем остальные «гравитационные заряды». В результате многолетних раздумий автор пришел к заключению, что чистый гравитационный заряд можно определить следующим образом.

Определение. Чистый гравитационный заряд $\bar{\nu}$ тела массой m задается при помощи равенства:

$$\bar{\nu} = \frac{c^2}{h} \cdot m, \qquad (12)$$

которое получается из соотношения:

$$m \cdot c^2 = h \cdot \nu, \qquad (13)$$

где h – постоянная Планка, ν – частота.

После введения понятия гравитационный заряд ν закон всемирного тяготения Ньютона:

$$F = G\frac{m_1 \cdot m_2}{R^2} \qquad (14)$$

можно записать в виде:

$$F = G \cdot \frac{h^2}{c^4} \cdot \frac{\upsilon_1 \cdot \upsilon_2}{R^2}, \qquad (15)$$

а импульс:

$$p = G \cdot \frac{h^2}{c^4} \cdot \frac{\upsilon}{R^2}, \qquad (16)$$

Для получения чистого ν_1^M и вихревого ν_2^M М-гравитационных зарядов необходимо;
1) умножить гравитационный заряд ν на фазовую скорость $v_{\hat{O}}$ тела

$$\nu_1^M = k\nu \cdot v_{\hat{O}}; \qquad (17)$$

2) разделить гравитационный заряд ν на линейную скорость $v_{\ddot{e}}$

$$\nu_2^{M} = \frac{\nu}{k \cdot v_{\ddot{e}}}; \qquad (18)$$

где k – некоторый числовой коэффициент, $v_{\Phi} \cdot v_{\Lambda} = c^2$, (возможно вместо $v_{\hat{O}}$ и $v_{\ddot{e}}$ должно быть c).

В заключение отметим, что связанная пара F(l,t) и M(l,t) образуется при поляризации гравитационного монополя [2, 3, 6, 15, 17, 19].

Литература

1. Оганесян С.М. К вопросу о построении новой теории сейсмостойкости// Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружения. 2013. № 5. С. 26-29.

2. Оганесян С.М. К вопросу о построении новой теории сейсмостойкости II. // Современные задачи геофизики, инженерной сейсмологии и сейсмостойкого строительства: Сб. науч. трудов II международной научной конф. молодых ученых, Цахкадзор-2015-Ереван: Изд. «Гитутюн» НАН РА, 2016[1], С. 90-100.

3. Оганесян С.М. К вопросу о построении новой теории сейсмостойкости III // Тезисы докладов научно-практической конференции по сейсмостойкому строительству (с международным участием). 1-2 декабря 2016, Москва. Москва: www. SPCEE2016.ru. С. 114-117.

4. Оганесян С.М. Постановка задач о распространения упругих волн чистого изгиба и изгиба при поперечных колебаниях однородного консольного стержня // ДНАН Армении, 2013[2]. Т. 113, № 3. С. 259-267.

5. Оганесян С.М. К определению внутреннего трения при кинематическом возбуждении консольного стержня // ДНАН Армении. 2017. Т. 117, № 4. С. 259-267.

6. Оганесян С.М. К построению модели массы // Геофизический журнал. 1998. Т. 20, №5. С. 3-5.

7. Оганесян С.М. Обобщение решения задачи продольных колебаний упругих систем. //Современные задачи геофизики, инженерной сейсмологии и сейсмостойкого строительства: Сб. науч. трудов II международной научной конф. молодых ученых. Цахкадзор-2015-Ереван: Изд. «Гитутюн» НАН РА, 2016[1], С. 391-393.

8. Sommerfeld A. Beiträge zum dynamischen Ausbau der Festigkeitslehre. Zeitschr. Verein Deutscher Ingenieure, Berlin.1902, XXXXVI. V. 46. № 11. С. 391-394.

9. Оганесян С.М. О существовании магнитных зарядов и токов. См. наст. сборник

10. Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 176 с.

11. Введенская А.В. Сейсмодинамика. М.: Наука, 1984. 144 с.

12. Оганесян С.М., Геодакян Э.Г., Карапетян Дж.К., Саакян Б.В., Андикян М.А. К вопросу о возникновении сдвиговой подвижки по изгибной модели подготовки тектонического землетрясения. – В кн. Современные задачи геофизики, инженерной сейсмологии и сейсмостойкого строительства. Сб. науч. трудов II международной научной конф. молодых ученых, Цахкадзор-2015-Ереван: Изд. «Гитутюн» НАН РА, 2016, С. 260-265.

13. Ищлинский А.Ю. Классическая механика и силы инерции. М.: Наука, 1987. 314 с.

14. Тольхук Х.А. Поляризация электронов. Теория и практика // УФН. 1957. Т. LXIII, №4. С.761-800.

15. Heaviside O. A Gravitational and Electromagnetic Analogy (1893) [Хевисайд О. Гравитационная и электромагнитная аналогия (параллельный текст на русском и английском языках)] / О.Хевисайд, С.Г. Геворкян (перевод) // Пространство и Время. 2017. №2-3-4(28-29-30).- С. 86-96.

16. Оганесян С.М. Аналогия системы уравнений описывающие изгибные колебания однородного консольного стержня с телеграфными уравнениями // Сборник научных трудов конференции: Актуальные проблемы механики сплошной среды. Ереван, 2015. С. 309-311.

17. Иосифьян А.Г. Вопросы единой теории электромагнитного и гравитационно-инерциального полей. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1959. 31с.

18. Блохинцев Д.И., Гальперин Ф.М. Гипотеза нейтрино и закон сохранение энергии // Под знаменем марксизма. 1934. №6. С. 147-157.

19. Оганесян С.М. Регулярные методы решения трехмерных задач гравиметрии. Ереван-Гюмри: Изд. «Гитутюн» НАН РА, 2004. 381 с.

УДК 550.8;621.3

МАГНИТНЫЕ ЗАРЯДЫ И ТОКИ СУЩЕСТВУЮТ

Оганесян С.М.

ИГИС НАН РА, Гюмри, Армения

1. Для успешного развития геофизических методов изучения земной коры и верхней Мантии, сейсмического районирования и прогноза землетрясений на данном этапе, по мнению автора статьи, необходимо углубление фундаментальных знаний в различных областях физической науки. Электромагнетизм является одним из разделов физики, который объединяет различные геофизические методы. Поэтому углубление наших знаний в области электромагнетизма имеет важное значение для геофизики. Известно, что в истории электромагнетизма одной из фундаментальных задач является процесс формирования и распространения электрического тока в двухпроводной и однопроводной линиях. Неизменным по своей сути остается простой вопрос: как это происходит на микроскопическом (атомарном) уровне и за счет чего. Однако, по мнению автора статьи, до сих пор не дано четкого определения – что такое заряд и как протекает ток в проводнике, поэтому применение квантово-механических подходов к электрическим и магнитным явлениям может открыть новые аспекты электричества. На этом научном пути целесообразным является проверенный прием (способ) решения различных прикладных и фундаментальных задач – «от простого к сложному».

В последние десятилетия выдвигаются новые гипотезы электромагнетизма и электромагнитных процессов, находящихся в тесной связи с макро – или микро-электромеханическими явлениями. Наметились пути синтеза классической и квантовой электродинамики на основе анализа упорядоченных процессов в атомно-молекулярных конфигурациях в замкнутых сверхпроводящих контурах токов. К ним относятся гипотезы известных физиков: П. Дирака, В.Ф. Миткевича, А.Г. Иосифьяна, Б.Б. Кадомцева, Н.Е. Заева и других [2-7, 24-26].

В последних работах А.Г. Иосифьяном высказывалось мнение, что теория электричества после Фарадея и Максвелла оторвалась и ушла со столбовой дороги развития электромагнетизма. И поэтому следовало бы вернуться к истокам, к классикам электромагнетизма, чтобы понять, где наследники вступили на «тупиковые» тропы [2, 4].

По мнению автора статьи, решение проблемы электричества только на основе электронных (классических и квантовых) моделей электрического тока представляется невозможным. Необходимо совместить новые квантовоэлектродинамические подходы с «магнитными токами» Хевисайда, с магнитными потоками Дж. Томсона и Миткевича и с идеями Теслы и Дирака [6, 7, 24, 25]. Возродить методологическую базу, разработанную, соответственно, школами Ампера – Неймана – Вебера – Гельмгольца и Фарадея – Максвелла – Лоренца-Хевисайда – Дж. Томсона – Миткевича – Иосифьяна, работы которых находятся в тесной взаимосвязи с трудами Эрстеда, Араго, Ома, Био, Савара, Кирхгофа, Джоуля, Ленца и других выдающихся ученых XIX столетия [24].

2. В работе рассматриваются следующие задачи: задача 1 – консольный стержень; задача 2 – оба конца стержня жестко защемлены; задача 3 – один конец жестко защемлен, а другой конец удовлетворяет условию $\frac{\partial U(l,t)}{\partial x} = 0$; задача 4 – двухпроводная линия с заземлением; задача 5 – однопроводная линия [14].

Задачи 1–3. Объекты подвергаются кинематическому воздействию $U_0(t)$, в задаче 4 – приложено напряжение $V_0(t)$, в задаче 5 – приложен потенциал $\overline{V_0(t)}$. Статья является продолжением работы автора [14].

Используя аналогию между упругими и электрическими величинами, в работе показано, что существуют одновременно, по крайней мере, шесть принципиально различных типов токов в длинной линии. На атомно-молекулярном уровне это приводит к установлению факта, что в электродинамическом состоянии существуют, по крайней мере:

А) три типа «электронов», различия которых проявляются при их поляризации:

1. электрический монополь (известный электрон), который при поляризации создает электрическое и магнитное поля; 2. чистый электрон, который при поляризации создает только электрическое поле, силовые линии которого расположены радиально в плоскостях, перпендикулярных к проводу длинной линии; 3. вихревой электрон, который при поляризации создает электрическое поле, силовые линии которого расположены в плоскостях, перпендикулярных к проводу длинной линии, и образуют концентрические окружности с центром, совпадающим с центром сечения провода;

Б) три типа магнитных зарядов, различие между которыми также проявляется при их поляризации аналогично электрическим зарядам: 1. магнитный монополь Дирака; 2. чистый магнитный заряд (флюксоид) [4]; 3. вихревой магнитный заряд (сатлон) [1, 21].

Замечание 1. Для позитрона также имеет место пункт А для электрона.

Замечание 2. Вихревой магнитный заряд входит «связанно» с чистым электроном в состав электрического монополя, а вихревой электрон входит «связанно» с флюксоидом в состав магнитного монополя.

Для решения поставленной в работе задачи, какие электрические «токи» распространяются в длинной линии (двухпроводной и однопроводной), необходимо досконально объяснить (понять) механизм распространения упругих волн в «консольных стержнях» задачи 1–3.

Таблица 1

Упругие	Электрические
ρ - плотность стержня	L - индуктивность единицы длины
E, G - модули упругости	C - емкость единицы длины
$U_0(f(x, t))$ - кинем. смещение, (приложенная распределенная сила)	$V_0(V)$ - напряжение (потенциал)
$M_0(\varphi_0)$ - момент силы, (угол поворота основания)	I_0 - источник тока
$\varphi_1(u_1)$ - чистый изгиб	I_3 - вихревой ток (волновод)

$\varphi_2(u_2)$ - изгибо-сдвиг (волны Лява)	I_1 - ток проводимости (электрический)
u_3 - чистый сдвиг	I_2 - чисто электрический ток
φ_4 - чистое кручение	I_4 - магнитный вихревой ток
–	I_5 - ток проводимости (магнитный)
$u_6(\varphi_6)$ -растяжения-сжатия-кручения (волны Рэлея)	–
связанная пара $F(l,t)$ и $M(l,t)$ (динамический слой двойной силы с моментом)	связанная пара чистый электрон-сатлон (динамический двойной электрический слой)
$\frac{J}{S}f'_x(x,t)$ - внутренний распределенный момент силы	$\frac{\partial V(V_0)}{\partial x}$ - напряженность электрического поля
динамический изгибающий момент силы (в модели Введенской-Аки-Бруна, тектонический момент)	динамический вихревой ток
динамический крутящий момент силы	динамический двойной магнитный слой (магнитный лист)

3. В работах [8, 11, 12] показано, что задачи 2 и 1 при кинематическом возбуждении консольного стержня, аналогичны, соответственно, задачам распространения тока в двухпроводной и однопроводной линиях (задачи 4 и 5, соответственно). Еще раз приведем расширенную таблицу аналогий между упругими (механическими) и электрическими величинами (табл. 1).

Для объяснения физики процесса (механизма) в задачах 1–5 необходимо попеременно использовать имеющиеся аналогии между ними.

Безусловно, наибольший интерес представляет вопрос: как распространяется ток в однопроводной линии (задача 5), которая аналогична задаче 1 при кинематическом возбуждении $\mathbf{U_0(t)}$.

Это обусловлено тем, что в однопроводной линии нет разности потенциала и, соответственно, электрического поля $\vec{\mathbf{E}}$ для воздействия на так называемые свободные «электроны» в металлическом проводнике.

Поэтому необходимо выйти из рамок физики твердого тела и квантовой электродинамики для объяснения передачи электрического тока в однопроводной линии и, далее, в двухпроводной линии.

В работах [9, 17, 20; 11, 8] показано, что истинной причиной изгибных колебаний консольного стержня при кинематическом возбуждении является не распределенная сила $f(x,t) = \mathrm{f(t)} = -\rho S\frac{\partial^2 U_0(0,l)}{\partial t^2}, x \in [0,l]$, а половина ее частной производной по переменной x в следующем виде:

$$f'(t) = +\rho S\delta(x-l)\frac{\partial^2 U_0(0,t)}{\partial t^2}, \qquad (1)$$

где ρ, S – соответственно плотность и площадь поперечного сечения стержня, δ-единичная сила.

В работе [14] указано, что при распространении изгибно-сдвиговой составляющей волны изгиба, непонятен физический смысл частной производной по переменной *x* приложенной распределенной силы f(x,t), т.е. $\mathbf{f_x'(x,t)}$.

В работах [9, 17, 20, 11, 8] показано, что полное перемещение нейтральной линии $U(x,t)$ представимо в виде $U(x,t) = U_1(x,t) + U_2(x,t) + U_3(x,t)$, где $U_1(x,t)$ – чистый изгиб, $U_2(x,t)$ – изгибо-сдвиг, $U_3(x,t)$ – чистый сдвиг. При этом полную физическую нагрузку при нахождении изгибно-сдвиговой составляющей $\mathbf{U_2(x,t)}$ несет не волновое уравнение

$$\begin{cases} \rho S\dfrac{\partial^2\varphi_2}{\partial t^2} - kGS\dfrac{\partial^2\varphi_2}{\partial x^2} = \dfrac{1}{2}f_x'(t) = -\dfrac{1}{2}f(t)\delta(x-l) \qquad (2) \\ \text{при нулевых начальных и граничных условиях} \\ \varphi_2(0,t) = \dfrac{\partial\varphi_2(l,t)}{\partial x} = 0, \qquad (3) \\ \varphi_2(x,0) = \dfrac{\partial\varphi_2(x,0)}{\partial t} = 0, \qquad (4) \end{cases}$$

и

$$\begin{cases} \dfrac{\partial U_2}{\partial x} = \overline{\varphi}_2(x,t), \qquad (5) \\ U_2(0,t) = 0, \qquad (6) \\ \text{где } \overline{\varphi}_2(x,t) - \text{решение задачи (5)–(6)}, \\ k - \text{числовой коэффициент, } G - \text{модуль сдвига}, \end{cases}$$

а соответствующая уравнению (2) система линейных дифференциальных уравнений:

$$\begin{cases} \rho S\dfrac{\partial\varphi}{\partial t} = \dfrac{\partial q}{\partial x}, \qquad (7) \\ \dfrac{\partial q}{\partial t} = kGS\dfrac{\partial\varphi}{\partial x} - \dfrac{1}{2}f(x,t), \qquad (8) \end{cases}$$

где φ - угол поворота сечения S, $q(x,t)$- внутренний распределенный импульс (количество движения).

Из уравнений (7)–(8) видно, что в консольном стержне (задача 1) при кинематическом возбуждении возникает внутренний распределенный объемный импульс (количество движения) q(x,t), производная $\frac{\partial q}{\partial t}$ которого в равенстве (8) балансирует (противодействует) $\frac{1}{2}f(x,t)$ и, одновременно, связанному с ним внутреннему распределенному моменту $\frac{J}{S}\cdot\frac{\partial^2 q}{\partial t\partial x}$. Выражение $\frac{J}{S}\cdot\frac{\partial^2 q}{\partial t\partial x}$ получается из равенства (7) дифференцированием по переменной *t,* и умножениям слева и справа на величину $\frac{J}{S}$:

$$\rho J\frac{\partial^2\varphi_2}{\partial t^2}=\frac{J}{S}\cdot\frac{\partial^2 q}{\partial x\cdot\partial t}, \qquad (9)$$

где J – момент инерции сечения стержня S относительно оси z.

Из уравнения (2) и вышеприведенных рассуждений следует, что процесс начала изгибно-сдвиговых колебаний происходит со свободного конца консольного стержня [9, 17]. В связи с этим на свободном конце стержня одновременно возникают сила $F(l,t)$ и момент силы $M(l,t)$, модули которых равны соответственно $\frac{1}{2}f(x,t)$ и $\frac{1}{2}\cdot\frac{I}{S}f_x(\acute{x},t)$, образующие связанную пару (аналогично куперовской паре). Необходимо отметить, что составляющие пары, действуя, независимо друг от друга, вызывали бы, соответственно, чисто сдвиговые и чисто изгибные колебания. В то же время, в работах по исследованию механизма очагов землетрясений их рассматривают не как связанные пары, а как двойную силу с моментом [19].

Временно оставим в стороне вопрос – как создается связанная пара F(l,t) и M(l,t).

4. Рассмотрим вопрос распространения тока в однопроводной линии. По аналогии примем, что по проводу мгновенно передается опережающий потенциал $\overline{V_0}(t)$, а на конце провода происходит поляризация электронов (позитронов) по всей площадке сечения S провода. Это создает электрическое напряжение $E(l,t)=-\frac{1}{2}\cdot\frac{\partial\overline{V}_0(t)}{\partial x}$, которое в виде электрического тока проводимости (поляризованных электронов (позитронов) [23]) распространяется в однопроводной линии, описываемое с помощью телеграфных уравнений:

$$\begin{cases} L\dfrac{\partial I}{\partial t}=-\dfrac{\partial V}{\partial x}, & (10)\\ C\dfrac{\partial V}{\partial t}=-\dfrac{\partial I}{\partial x}, & (11)\end{cases}$$

где L, C – соответственно индуктивность и емкость единицы длины линии, I, V – соответственно ток и напряжение в длинной линии.

Для двухпроводной линии механизм прохождения тока проводимости аналогичен однопроводной линии.

Перейдем к дифференциальным уравнениям, которые описывают распространение «тока» $\mathbf{I_2}$ аналогичного чисто сдвиговым упругим волнам для двухпроводной линии с заземлением:

$$\begin{cases} kL\dfrac{\partial\psi}{\partial t}=V, & (12) \\ C\dfrac{\partial V}{\partial t}=\dfrac{\partial^2\psi}{\partial x^2}, \quad \dfrac{\partial\psi}{\partial x}=I, & (13) \end{cases}$$

где $[\psi]$=а·м (ампер х метр),

k – числовой коэффициент.

Очень важно понять (осознать), чем отличается ток $\mathbf{I_2}$ от тока проводимости $\mathbf{I_1}$. Ток $\mathbf{I_2}$ протекает в двухпроводной линии под действием $\frac{1}{2}\mathbf{V_0(t)}$ [14]. По аналогии в этом вопросе нам поможет использование совпадения и различия между изгибно-сдвиговыми (7) – (8) и чисто сдвиговыми колебаниями

$$\begin{cases} \rho S\dfrac{\partial U}{\partial t}=-\bar{q}(x,t), & (14) \\ \dfrac{\partial\bar{q}}{\partial t}=-GS\dfrac{\partial^2 U}{\partial x^2}, & (15) \end{cases}$$

где U(x,t) – смещение площадки S в точке x, $\bar{q}(x,t)$ – внутренний распределенный импульс (количество движения).

Из уравнений (7) – (8) и (14) – (15) видно, что перерезывающие силы в сечении S точки x определяются одинаковыми уравнениями с точностью до знака и коэффициента K. Отличаются эти колебания наличием или отсутствием перерезывающих моментов (углов поворота φ) в сечении S. Перенос этих отличий к «токам» указывает, что ток $\mathbf{I_2}$ не должен создавать одну из компонент электрического тока E или B. В работе [14] показано, что первое уравнение системы (12) – (13) при соответствующем преобразовании обеспечивает выполнение закона Ома (соответственно закона Джоуля-Ленца). Поэтому в проводе создается только электрическое поле $E=\dfrac{\partial V}{\partial x}$. При этом аналог чисто сдвиговых колебаний – ток $\mathbf{I_2}$ – имеет только электрическую природу, т.е. при поляризации электрического заряда магнитное поле не образуется. Это самое существенное отличие тока $\mathbf{I_2}$ от тока проводимости $\mathbf{I_1}$.

Определение. Электрический заряд, создающий ток $\mathbf{I_2}$, назовем чистым электроном.

Мы подошли к самому важному результату, проведенных автором исследований за последние 25 лет [9, 10, 13, 15-20], в виде следующих положений:

1. С установлением существования связанной пары F(l,t) и M(l,t) заканчивается в основном создание новой теории сейсмостойкости [10, 14];

2. Динамический электрон (электрический монополь) состоит из связанной пары чистого электрона и положительного вихревого заряда (сатлона), аналогично связанной паре F(l,t) и M(l,t).

Замечание 3. Для полноты физической картины необходимо сделать предположение, что статический стабильный электрон состоит из триплета чистого электрона, связанного с положительным и отрицательным вихревыми магнитными зарядами.

Замечание 4. После установления факта существования вихревого магнитного заряда, по аналогии с системой уравнений (2) – (6), система телеграфных уравнений должна быть дополнена следующей задачей Коши.

$$\begin{cases} \dfrac{\partial \psi}{\partial x} = I_1, & (16) \\ \psi(0,t) = 0. & (17) \end{cases}$$

Это дает возможность определения количества вихревых магнитных зарядов по длине провода, входящих в электрический монополь (динамический электрон).

После установления факта наличия вихревого магнитного заряда и симметрии систем уравнений Максвелла следует существование вихревого электрического заряда.

Замечание 5. По-видимому, впервые гипотеза о существовании вихревого электрического заряда и вихревого магнитного заряда выдвинута в работах [6, 21] Френкелем во время дискуссии о природе электрического тока в ответ на выступление Миткевича [21].

Иногда в научных статьях высказывается точка зрения, почему, несмотря на развитие физики твердого тела, и квантовой электродинамики, телеграфные уравнения (10) – (11) остались неизменными.

По мнению автора статьи, это связано с тем, что уравнения (10) – (11) и (12) – (13) имеют более глубинный и двойственный характер (структуру). При умножении или делении уравнений слева и справа на величину с (скорость света) характер протекающих в них токов из электрического превращается в магнитный. Впервые это было установлено в работе [14].

Систему уравнений (12) – (13) можно сразу интерпретировать как чисто магнитный ток, который при поляризации вихревого магнитного заряда в сечении провода образует линейно связанные круговые магнитные лепестки. Эти круговые магнитные лепестки эквивалентны вихревому электрическому току [22].

Наличие опережающего потенциала при передаче напряжения $V_0(t)$ открывает новые возможности для решения вопроса передачи полной мощности источнику внешнего воздействия $P = V_0(t) \cdot I_0(t)$ в двухпроводной линии.

Если уравнения системы (10) – (11) разделить слева и справа на с (скорость света), то получим систему,

$$\begin{cases} L\dfrac{\partial I_м}{\partial t} = -\dfrac{1}{c} \cdot \dfrac{\partial V}{\partial x}, & (18) \\ \dfrac{1}{c} C \dfrac{\partial V}{\partial t} = -\dfrac{\partial I_м}{\partial x}, & (19) \end{cases}$$

которая описывает распространение магнитного тока проводимости $I_м$ с точки x=0. Магнитный ток проводимости создается магнитным монополем Дирака. По аналогии с электрическим монополем магнитный монополь состоит из связанной пары чистого магнитного заряда (флюксоида) и сатлона. Система (18) – (19) задает запаздывающий магнитный потенциал $V_м = \frac{1}{c} \cdot V$ от $I_0(t)$.

Используя уравнения (7) – (8) запишем соответствующую волновому уравнению растяжения-сжатия-кручения систему

$$\begin{cases} \rho S \frac{\partial \Phi}{\partial t} = \frac{\partial q}{\partial x}, & (20) \\ \frac{\partial q}{\partial t} = kGS \frac{\partial \Phi}{\partial x}, & (21) \end{cases}$$

где $\Phi(x,t)$ – полярный угол поворота площадки S в точке x относительно нейтральной оси OX, $W(x,t)$ – перемещение площадки S в точке x по направлению оси x, определяется из решения задачи Коши $\frac{\partial W}{\partial x} = \overline{\Phi}, W(0,t) = 0$, $\overline{\Phi}$ – решения задач (20) – (21).

Система уравнений (20) – (21) описывает распространение сейсмической волны Рэлея.

5. В заключение отметим, что, по мнению автора статьи, для нахождения связанной пары $F(l,t)$ и $M(l,t)$ необходимо, исходя из аналогии задач 1, 2 и 4, 5, ввести понятие «гравитационный заряд» υ на основании формулы $m \cdot c^2 = h \cdot \upsilon$,

где m – масса, h – постоянная Планка, для одного из трех «гравитационных зарядов».

Связанная пара $F(l,t)$ и $M(l,t)$ образуется при поляризации «гравитационного заряда» (гравитационного монополя) υ [15]. После введения понятия «гравитационный заряд» υ закон всемирного тяготения Ньютона $F = G\frac{m_1 \cdot m_2}{R^2}$ можно записать в виде:

$$F = G \cdot \frac{h^2}{c^4} \cdot \frac{\upsilon_1 \cdot \upsilon_2}{R^2}. \qquad (22)$$

Автор работы выражает благодарность своему учителю – акад. НАН РУ В.И. Старостенко за поддержку на всех этапах проведенных исследований и за ответственность, которую он взял на себя в связи с публикацией программной статьи [15], которая до 2013 г. была единственной по данной проблематике опубликованной в рецензируемом журнале.

Литература

1. Вейник А.И. Термодинамика реальных процессов. Минск: Навука і техніка, 1996. 576 с.

2. Заев Н.Е. Кинематика магнетизма тока (идя к истокам). Энциклопедия Русской мысли. Т. 19. М.: Общественная польза, 2013. 41 с.

3. Заев Н.Е. Новые грани физики. Теория и эксперимент. Энциклопедия Русской мысли. Т. VII. М.: Общественная польза, 1996. 231 с.

4. Иосифьян А.Г. Эволюция физических основ электротехники и электродинамики // Электричество. 1987. № 12. С.18-29; 1989. № 9. С. 16-26.

5. Кадомцев Б.Б. Перезамыкание магнитных силовых линий // УФН. 1987. Т. 151. Вып.1. С. 3-29.

6. Миткевич В.Ф. Магнитный поток и его преобразование. М., Л.: АН СССР, 1946. 360 с

7. Никола Тесла. Лекции. Статьи. М.: Tesla Print, 2003. 386 с

8. Оганесян С.М. К вопросу о построении новой теории сейсмостойкости III. // Тезисы докладов научно-практической конференции по сейсмостойкому строительству (с международным участием). 1-2 декабря 2016. Москва. Москва: www. SPCEE2016.ru. С. 114-117.

9. Оганесян С.М. О распространения упругих волн чистого изгиба и изгиба при поперечных колебаниях однородного консольного стержня // Сб. науч. тр. I межд. науч. конф. молодых ученых, посвященная 70-летию НАН РА. Современные задачи геофизики, инженерной сейсмологии и сейсмостойкого строительства. Ереван: Изд-во «Гитутюн», 2013[1]. С. 103-115.

10. Оганесян С.М. К объяснению эффектов среза «короткой колонны» наблюдаемых при сильных землетрясений // Современные задачи геофизики, инженерной сейсмологии и сейсмостойкого строительства. Сб. научных трудов II международной научной конференции молодых ученых, Цахкадзор-2015-Ереван: Изд. «Гитутюн» НАН РА, 2016[2], С. 386-390.

11. Оганесян С.М. Аналогия системы уравнений описывающие изгибные колебания однородного консольного стержня с телеграфными уравнениями. //Сборник научных трудов конференции: Актуальные проблемы механики сплошной среды. Ереван, 2015. С. 309-311.

12. Оганесян С.М. К вопросу о построении новой теории сейсмостойкости // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружения. 2013. № 5. С. 26-29.

13. Оганесян С.М. К вопросу о построении новой теории сейсмостойкости II. // Современные задачи геофизики, инженерной сейсмологии и сейсмостойкого строительства: Сб. науч. трудов II международной научной конф. молодых ученых, Цахкадзор-2015-Ереван: Изд. «Гитутюн» НАН РА, 2016[1]. С. 90-100.

14. Оганесян С.М. К определению внутреннего трения при кинематическом возбуждении консольного стержня // ДНАН Армении. 2017. Т. 117, № 4. С. 259-267.

15. Оганесян С.М. К построению модели массы // Геофизический журнал. 1998. Т. 20, №5. С. 3-5.

16. Оганесян С.М. О поведении колебательных систем в окрестности резонансной частоты // Юбилейная научная конференция, посвященная 60-летию основания ГПИ им. М. Налбандяна (в 3-х томах). Гюмри: Высшая школа, 1994. Том 1. С. 104-105.

17. Оганесян С.М. Постановка задач о распространения упругих волн чистого изгиба и изгиба при поперечных колебаниях однородного консольного стержня // ДНАН Армении. 2013. Т. 113, № 3. С. 259-267.

18. Оганесян С.М. Регулярные методы решения трехмерных задач гравиметрии. Ереван-Гюмри: Изд. «Гитутюн» НАН РА, 2004. 381 с.

19. Оганесян С.М., Геодакян Э.Г., Карапетян Дж.К., Саакян Б.В., Андикян М.А. К вопросу о возникновении сдвиговой подвижки по изгибной модели подготовки тектонического землетрясения // Современные задачи геофизики, инженерной сейсмологии и сейсмостойкого строительства: Сб. науч. трудов II Международной научной конф. молодых ученых. Цахкадзор-2015-Ереван: Изд. «Гитутюн» НАН РА, 2016. С. 260-265.

20. Оганесян С.М., Мурадян А.Р., Оганесян А.С. Задача кинематического возбуждения жестко защемленного с двух сторон однородного стержня, как модель возникновения и распространения сейсмической волны в ближней зоне очага землетрясения // Сб. науч. тр. I Межд. науч. конф. молодых ученых, посвященная 70-летию НАН РА. Современные задачи геофизики, инженерной сейсмологии и сейсмостойкого строительства. Ереван: Изд-во «Гитутюн», 2013[3]. С. 256-258.

21. Природа электрического тока (три дискуссии, состоявшиеся в Ленинградском Политехническим Институте) // Электричество. 1930. №3. С. 127-138; №8. С. 337-350; №10. С. 425-435.

22. Тамм И.Е. Основы теории электричество. М.: Наука, 1966. 624 с.

23. Тольхук Х.А. Поляризация электронов. Теория и практика // УФН. 1957. Т. LXIII, №4. С. 761-800.

24. Уиттекер Э. История теории эфира и электричества. Т.1. Т.2. Москва-Ижевск: НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», 2001. 512 с.; 2004. 464 с.

25. Dirac P.A. The evolution of the physical picture of nature // Scientific American, 1963, v.208, № 5

26. Heaviside O.A Gravitational and Electromagnetic Analogy (1893) [Хевисайд О. Гравитационная и электромагнитная аналогия (параллельный текст на русском и английском языках)] / О.Хевисайд, С.Г. Геворкян (перевод) // Пространство и Время. 2017. №2-3-4(28-29-30). С. 86-96.

УДК 001.891:502.175:678.049.11

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕЖДУНАРОДНОГО ОПЫТА В ОБЛАСТИ ПРИМЕНЕНИЯ МАТЕМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ПРИ УГЛЕВОДОРОДНОМ ЗАГРЯЗНЕНИИ ПРИРОДНО-ТЕХНИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Панина О.В., Донцова О.Л., Панина А.А., Назарова М.А.

КубГУ, Краснодар, Россия

Экологическая безопасность акваторий и прибрежных зон внутренних морей давно стала международной проблемой. Существуют различные международные экологические программы по Черному морю – BSEP, MS Black, «Eros 2000 Черное море», программа «Aral sea 00-1058» по Аральскому морю и др. Изучением экологического состояния Российского сектора Черного моря длительное время занимались различные научные и производственные организации РФ: Южное отделение Института океанологии РАН, ГНЦ ФГУГП «Южморгеология», Северо-Кавказский геоэкологический центр, ГУП «Кубаньгеология» и др. [1]. С середины восьмидесятых годов этой проблемой стал заниматься Кубанский государственный университет, выполнивший фундаментальные исследования по оценке уровня и динамики загрязнения сред вредными поллютантами и выяснению реакции различных экосистем на антропогенное загрязнение. Однако, не смотря на очевидные успехи в решении ряда задач обеспечения экологической безопасности региона, поиск высокоинформативных, экспрессных методов оценки углеводородного загрязнения акваторий и прибрежных зон внутренних морей и обоснование стратегии берегозащитных мероприятий и геоэкологического мониторинга нефтяных разливов остается до настоящего времени актуальной задачей.

При анализе влияния техногенного загрязнения на морскую и прибрежную зону Черноморского побережья особо выделяется район г. Новороссийска и Цемесской бухты, где экологической проблемой остается ликвидация последствий различных аварий, происходящих на суше и море в результате потерь нефти на магистральных нефтепроводах и транспортировке морским путем, а также рекультивация нефтезагрязненных грунтов территории порта. Нефть попадает в море со сточными водами промышленных предприятий, при авариях на буровых установках, расположенных на континентальном шельфе, при авариях танкеров и нефтеналивных терминалов, при транспортировке углеводородного сырья. В последние годы антропогенная нагрузка на акваторию и побережье Цемесской бухты многократно возросла в связи с действующими и строящимися нефтяными терминалами (нефтеналивной порт «Шесхарис», Туапсе и др.) и нефтегазопроводами (КТК, «Голубой поток»), проходящими по дну Черного моря, проектами бурения нефтегазовых скважин на морском шельфе. Все виды деятельности, связанные с поисками и разработкой месторождений на шельфе и транспортировкой нефти сопряжены с риском загрязнения морской среды сырой нефтью и продуктами ее переработки.

Целью данной работы является оценка проведения анализа техногенного загрязнения различных международных природно-технических систем и выработка путей ликвидации

загрязнений углеводородами акватории и прибрежной зоны. Достижение этой цели будет способствовать обеспечению экологической безопасности акватории и морского побережья при чрезвычайных ситуациях выбросов углеводородов, связанных с поисками, разведкой и разработкой нефтегазовых месторождений на шельфе и последующей транспортировкой углеводородного сырья.

Для достижения данной цели авторами были поставлены задачи: проанализировать состояние изученности техногенных загрязнений акватории и береговой линии Цемесской бухты Черного моря; обосновать модели организации природно-технической системы; исследовать закономерности распространения и деструкции нефтяных разливов на акватории Цемесской бухты в зависимости от типовых гидрометеорологических, гидрологических и геологических условий; провести оценку эколого-геологических особенностей природно-технической системы Цемесской бухты при углеводородных загрязнениях; разработать прогностические многомерные математические модели деструкции биосорбентами нефтяных пятен на акватории и береговой линии Цемесской бухты, выявить размеры ущерба природно-технической системе акватории при антропогенном загрязнении углеводородами и обосновать берегозащитные мероприятия при устранении углеводородных загрязнений на изучаемой территории [2].

В работе использованы данные полевых наблюдений, проведенных авторами в районе Цемесской бухты за период 2006−2018 гг. Проанализированы и обобщены геолого-геофизические данные по гидрологической, метеорологической, геологической характеристикам района исследований, находящиеся в фондах КубГУ, ГНЦ ФГУГП «Южморгеология», в том числе данные из научных и технических источников. Целенаправленные исследования поступления загрязняющих веществ в акваторию проводили многочисленные научно-исследовательские и производственные организации РФ: Морское научно-информационное объединение Госкомгидромета России, Российский научный центр экологии моря, Морской гидрофизический институт, Институт биологии южных морей, научные подразделения ГНЦ ФГУГП «Южморгеология», «СевказТИСИЗ», высшие учебные заведения РФ (МГУ, РГУ, КубГУ) и др. Проблема углеводородного загрязнения морских акваторий рассматривалась в работах Герлах С.А., Губанова Ю.Н., Чаленко В.А., Глебова, Подозерской Е.А., Артюхина Ю.В., Архипкина В.С., Вялышева А.И., Грицай В.В., Гурвича Л.М., Дембицкого С.И, Уртенова М.Х., Егоровой Е.Н., Еремеевой С.В., Карасевой Э.В., Есина Н.В., Израэль Ю.А., Цыбань А.В., Комарова А.В., Шимкуса К.М., Миронова О.Г., Нельсон-Смита А., Получанкина Ж.П., Центаловича В. Т., Удодова А.И., Гвоздева Р.М. и других исследователей.

Таким образом, за прошедший период накоплен значительный фактический материал по изучению техногенного загрязнения Цемесской бухты. Было выявлено, что основным источником поступления загрязняющих веществ является углеводородное загрязнение. Однако в связи с многообразием подходов различных исследователей, до сих пор не сформирована единая комплексная информационная база данных по влиянию углеводородных загрязнений на акваторию, где особое внимание следовало бы уделить выделению факторов гидродинамической обстановки и ранжированию прибрежной составляющей Цемесской бухты по степени восприимчивости к углеводородному загрязнению.

Авторами определены природные и антропогенные факторы, определяющие динамику распространения и деструкции углеводородных загрязнений в Цемесской бухте [3].

К природным факторам относятся: особое географическое положение Цемесской бухты Черного моря, характеризующееся удаленностью от океана; специфика гидрологического режима акватории Цемесской бухты Черного моря; значительное расслоение вод по плотности, замедленный вертикальный обмен водных масс. Установлено, что основными источниками антропогенного загрязнения акватории являются хозяйственно-бытовые стоки населенных пунктов и промышленных предприятий, морские торговые суда, аварии танкеров и нефтеналивных терминалов, потери нефти на магистральных нефтепроводах. Выполненный анализ известных случаев техногенного загрязнения акватории Черного моря за последние десятилетия позволил ранжировать природные и антропогенные факторы по степени их влияния на морскую и береговую составляющие Цемесской бухты, определить объекты и направление дальнейших исследований.

Для решения проблемы экологической безопасности акватории были использованы методы матмоделирования динамики распространения нефтяных разливов и эколого-геологическая интерпретация данных природной среды. Основной целью математического моделирования динамики распространения нефтяных разливов является анализ контакта нефти с линией берега, а также оценка последствий нефтяного загрязнения береговой зоны, для чего были определены граничные условия математической модели разлива УВ, изучена гидродинамическая обстановка среды, а также физико-химические свойства УВ. Целью эколого-геологической интерпретации данных природной среды являлось определение степени экологической опасности территории, для чего были произведены исследования геологических условий изучаемой территории, петрофизической и литологической характеристики верхней части литосферы.

В настоящее время одним из наиболее экспрессных и информативных методов для исследования динамики углеводородных загрязнений является математическое моделирование. Авторами был проанализирован ряд математических моделей, описывающих динамику развития нефтяных разливов для различных водных территорий: Принстонская модель (Princeton Ocean Model) разлива нефти компании «ЛУКОЙЛ» для Азербайджанского сектора Каспия; модель пятна на основе исследований, проведенных Государственным Институтом Океанографии РАН для акватории Финского залива; математическая модель по ликвидации разливов нефти и спасению людей для Сахалина. Моделирование аварийных разливов нефти производилось также на моделях участков рек Иртыша, Оби, Волги, Невы. Рассмотрены также модели, где особое внимание было уделено моделированию физико-химических свойств нефтяного пятна. Ряд авторов исследовали процесс движения нефти и имитировали турбулентную диффузию посредством моделирования случайного блуждания частиц нефти.

Анализ существующих моделей аварийных нефтяных разливов позволил сделать вывод о том, что применение компьютерных технологий свидетельствует об эффективности расчётно-имитационного метода моделирования для решения экологических проблем в случаях аварийных разливов нефти в водных объектах.

Для решения задач по основным положениям численного и аналитического решения динамического взаимодействия разливов нефти с водной средой авторами совместно с Дембицким С.И., А.В. Ларионовым и М.Х. Уртеновым проводилось математическое моделирование динамического взаимодействия разливов нефти с экосистемой моря и морского побережья Цемесской бухты. В качестве основных процессов депонирования разливов нефти рассматривалось осаждение нефти на берег моря и на дно. Исследуемый процесс загрязнения экосистем описывался краевыми задачами для системы нелинейных уравнений в частных производных, включающих уравнение Навье-Стокса и уравнения физико-химических реакций в водной среде и на суше. При количественном описании разлива нефти на поверхности моря нефтяной разлив описывается как ансамбль нефтяных пятен, каждое объемом до 2 $м^3$ нефти. При выполнении расчетов учитывались сведения о вязкости и плотности разлитой нефти, а также скорости вытекания нефти, определяющей размеры элементарного нефтяного пятна. Для описания депонирующей среды, в которую поступает разлитая нефть, в модели учитывались кинематические характеристики поверхностного течения; сведения о направлении и силе ветра; сведения о волнении моря; сведения о геоморфологии береговой линии, определяющие экспозицию и «поглощающую способность» береговой линии; координаты источника сброса.

В качестве уравнения, описывающего распространение определенной факторизованной фракции с концентрацией C_i под влиянием турбулентной диффузии, полей ветров и течений с учетом j-той физико-химической реакции или биологического окисления, принято уравнение переноса и диффузии с учетом реакций деструкции нефти, в котором заданы данные по концентрации загрязнения, декартовые координаты текущей точки, время, компоненты вектора скорости поверхностного течения, удовлетворяющего уравнению неразрывности. При достижении границы в зависимости от физико-химических свойств нефти и морфологической структуры побережья происходит отражение, частичное или полное прилипание нефти, а соответствующие граничные условия задавались с учетом коэффициента прилипания нефтепродуктов к берегу, зависящего в общем случае от координат. Далее авторами приведены основные результаты численного моделирования нефтяного загрязнения. В условиях различных гидрометеорологических ситуаций были определены закономерности направления и скорости движения нефтяного пятна, а также место контакта нефти с линией берега и возможные последствия нефтяного загрязнения побережья после аварийного разлива нефти на акватории Цемесской бухты. Таким образом, были спрогнозированы 8 наиболее типичных вариантов дрейфа и деструкции нефтяных разливов в зависимости от координат и объемов УВ выбросов, состава нефти, гидрологических, метеорологических и геолого-геоморфологических условий Цемесской бухты.

Таким образом, математическое моделирование позволило охарактеризовать процессы, происходящие с нефтью в море, и изменение ее физико-химических характеристик во времени, оценить последствия разлива нефтепродуктов в Цемесской бухте. Результаты математического моделирования нефтяного загрязнения были использованы авторами в дальнейшем для обоснования стратегии геоэкологического мониторинга по предотвращению последствий аварийных разливов УВ на акваториях и выбора берегозащитных мероприятий по минимизации ущерба геоэкосистемам внутренних морей бассейна. Анализ фактиче-

ских данных позволил классифицировать следующие варианты загрязнения акватории: однократный залповый выброс нефти на поверхность моря; протяженный во времени выброс нефти на поверхность моря; загрязнение моря сбросами УВ мелких предприятий.

В каждом из этих случаев влияние антропогенного углеводородного загрязнения на акваторию имеет свою специфику. Наиболее опасным, в связи со значительным объемом пролитой нефти, является первый вариант, где интоксикации подвержены все составляющие акватории. В результате на основании комплексирования результатов проведенных геологических исследований и данных, полученных при математическом моделировании нефтяных разливов, осуществлено районирование прибрежной составляющей акватории Цемесской бухты по степени восприимчивости к углеводородному загрязнению от самого восприимчивого (степень 5) до наиболее устойчивого участка (степень 1).

Таким образом, результаты математического моделирования, выполненные авторами, найдут применение при решении оперативных задач эффективного использования предлагаемых решений при разработке федеральными и региональными органами и заинтересованными организациями планов по предупреждению и ликвидации аварийных разливов нефтепродуктов на морских акваториях при транспортировке нефтепродуктов и проведении буровых работ на морском шельфе, оценке текущего и остаточного загрязнения углеводородами акваторий и прибрежных зон, оценке влияния таких загрязнений на объекты окружающей среды и социально-производственные объекты.

Литература

1. Дембицкий С.И, Панина О.В., Корнев А.А. Геолого-геофизические методы оценки техногенного воздействия нефтепоисковых работ на природную среду морских акваторий // Экологический вестник научных центров ЧЭС. 2014. №4. С. 33-44.

2. Панина О.В. Техногенное загрязнение углеводородами геоэкосистемы Черного моря и стратегия его ликвидации // Вестник Астраханского гос. тех. университета. 2006. № 5. С. 56-60.

3. Панина О.В. Моделирование и пути устранения углеводородного загрязнения природно-технической системы Цемесской бухты Черного моря: Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Ростов-на-Дону: ЮФУ, 2007. 171 с.

УДК 521.524.3

ФОРМИРОВАНИЕ АНОМАЛИЙ ТЕМПЕРАТУР КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА ПОД ВЛИЯНИЕМ ЕСТЕСТВЕННЫХ ФАКТОРОВ (РЕЗУЛЬТАТЫ ДИСКРИМИНАНТНОГО АНАЛИЗА)

Ташилова А.А.[1], Ашабоков Б.А.[1,2], Кешева Л.А.[1], Теунова Н.В.[1]

[1]ВГИ Росгидромета, Нальчик, Россия

[2]ИИПРУ КБНЦ РАН Нальчик, Россия

Хотя факт глобального потепления не вызывает сомнений (особенно это относится к концу 20-го и началу 21-го вв.), главное в проблеме изменения климата то, что причины потепления и особенно количественные оценки вкладов различных факторов в изменение глобального климата остаются предметом острых научных дискуссий. Используя методы корреляционного и регрессионного анализа, можно достаточно точно выявить природные факторы, оказывающие существенное влияние на формирование режима температуры, а также определить силу и направление этого влияния. Однако регрессионная модель может оказаться неточной в случае прогностической оценки воздействия сложных природных факторов.

Для возможности более точной прогностической оценки аномалий температуры в зависимости от воздействия природных факторов применим дискриминантный анализ (ДА) [1], который представляет собой альтернативу множественному регрессионному анализу для случая, когда предиктант представляет собой не количественную (температура), а номинальную переменную – показатель «положительная» или «отрицательная» аномалия температуры. В качестве предикторов используем некоторые естественные внешние воздействия, такие как крупномасштабная атмосферная циркуляция, солнечная радиация и вулканическая активность.

Из результатов корреляционного анализа следует, что за период с 1961 по 2014 гг. для всех месяцев значимые коэффициенты корреляции средних температур юга ЕТР имели место с индексами циркуляции Восточная Атлантика/Западная Россия (EA/WR). Индекс EA/WR описывает аномалии полей давления на европейской территории России в теплый сезон и получен по данным реанализа NCEP / NCAR с сайта [2]. Для анализа изменения аномалий температур в зависимости от вулканического аэрозоля на территории Кавказского региона были использованы ежемесячные данные реанализа NCEP/NCAR с сайта [3]. Для проведения дискриминантного анализа были использованы данные с 1961 по 1999 гг. из-за ограничения набора данных по выбросам вулканического аэрозоля на указанном сайте.

Данные реанализа с солнечной активностью получены с сайта [4].

Основной целью дискриминантного анализа является нахождение такой линейной комбинации переменных, которая оптимально делит рассматриваемые группы («положи-

тельная − отрицательная» аномалия температуры). В общем случае дискриминантная функция представляет собой линейную функцию вида:

$$D_{ik} = a_{ok} + a_{1k}x_{i1k} + a_{2k}x_{i2k} + \ldots + a_{jk}x_{ijk} + \ldots + a_{mk}x_{imk}, \quad (1)$$

где $i = 1, 2, \ldots, n_k$ − количество предикторов; $k = 1, 2, \ldots, p$; a_{jk} − коэффициенты.

Необходимо определить такие коэффициенты a_{jk}, чтобы по значениям дискриминантной функции можно было с максимальной четкостью провести разделение по группам, то есть внутригрупповая вариация для рассматриваемых объектов должна быть минимальной, а межгрупповая – максимальной. Математическая обработка результатов проводилась на персональном компьютере с использованием программы SPSS 21.0.

Для расчета коэффициентов дискриминантных функций нужен статистический критерий, оценивающий различия между группами.

Определяющим для дискриминантного анализа является проверка гипотезы об отсутствии различий между групповыми средними H_o: $m_1 = m_2 = \ldots m_p$, что является многомерным аналогом однофакторного дисперсионного анализа.

Одним из наиболее точных способов проверки нулевой гипотезы H_o является использование *U*-статистики Уилкса (лямбда Уилкса), которая вычисляется как отношение детерминантов (*det*) матрицы внутригрупповой ковариации *W* и полной ковариационной матрицы *T*:

$$U = det(\mathrm{W})/det(\mathrm{T}) \quad (2)$$

Сгруппируем исследуемые переменные (предиктанты) на две группы: группа 1 − положительные аномалии температур, группа 2 − отрицательные аномалии температур.

Для приведения предиктантов и предикторов к одному масштабу, воспользуемся стандартизированными значениями переменных, вычисляемыми по формуле:

$$z_{ij} = \frac{x_{ij} - \overline{x_j}}{\sigma_j} \quad (3)$$

где $\overline{x_j}$ – среднее значение переменной (предиктора), σ_j – стандартное отклонение переменной.

Тогда стандартизированные значения переменных запишутся в виде:

Zx_0 – стандартизированное значение аномалий температуры;

Zx_1 – стандартизированное значение величины вулканического аэрозоля;

Zx_2 – стандартизированное значение индекса EA/WR;

Zx_3 – стандартизированное значение величины солнечной радиации.

На первом этапе были получены данные о средних значениях нормализованных предикторов в каждой из исследуемых групп. Для установления статистической значимости различий средних используется тест лямбда Уилкса (Wilks' Lambda) (таблица 1). При значимости лямбды Уилкса < 0,05, средние двух групп значимо различаются, т.е. доказано наличие дискриминирующих особенностей этих переменных. Если значимость лямбды Уилкса > 0,05, то предикторы исключаются из анализа.

Таблица 1

Критерий равенства групповых средних

	Лямбда Уилкса	F-статистика	ст.св1	ст.св2	Знч.*
Zx_1	0,925	2,548	1	37	0,07
Zx_2	0,905	3,557	1	37	0,05
Zx_3	0,930	2,421	1	37	0,11

**при значимости p < 0,05*

Рассчитанные значения значимости лямбды Уилкса (0,07, 0,05 и 0,11 из таблицы 1**)** показывают, что средние в первых двух группах имеют значения близкие к значимым. Исключение составила третья группа с солнечной радиацией. Продолжим ДА, оставив все переменные и применив метод принудительного включения, объяснив полученное небольшим количеством переменных (18 в группе 1 и 21 в группе 2).

В таблице 2 представлены результаты корреляции внутригрупповых матриц. Из таблицы 2 можно определить, являются ли предикторы независимыми посредством сопоставления коэффициентов корреляции.

Таблица 2

Объединенные внутригрупповые матрицы

		Zx_1	Zx_2	Zx_3
Корреляция, R	Zx_1	1,000	**0,388**	**0,071**
	Zx_2	**0,388**	1,000	**-0,273**
	Zx_2	**0,071**	**-0,273**	1,000

Приведенные коэффициенты – это средние коэффициентов двух исследуемых групп, их значения не должны превышать R = 0,5 (корреляция отсутствует). Выделенные «жирным» коэффициенты подтверждают отсутствие корреляции между группами.

В таблице 3 представлены собственное значение (0,165-отношение межгрупповой суммы квадратов к внутригрупповой сумме квадратов), каноническая корреляция (0,377 – коэффициент между рассчитанными значениями)

Таблица 3

Собственные значения

Функция	Собственное значение	% объясненной дисперсии	Кумулятивный %	Каноническая корреляция
1	**0,165**[a]	100,0	100,0	**0,377**

Дискриминантная функция является показателем принадлежности к группе; демонстрируя силу взаимосвязи между предикторными переменными и группами. Проведем проверку дискриминантной функции, воспользовавшись результатами таблицы 4. Из таблицы 4 видно, что значимость лямбда Уилкса (0,06) характеризует различие в двух группах

средних значений дискриминантной функции достаточно близкое к значимому. Хи-квадрат (5,432) – мера статистического отличия друг от друга двух уровней дискриминанта. Чем больше данное значение, тем сильнее отличие и тем лучше дискриминантная функция соответствует своему назначению.

Таблица 4

Лямбда Уилкса

Проверка функции(й)	Лямбда Уилкса	Хи-квадрат	ст.св.	Знч.
1	0,858	5,432	3	**0,06**

Расчет методом дискриминантных функций значений диагностических коэффициентов позволил выделить значимые для определения диагноза показатели канонических коэффициентов для определения аномалий температуры (таблица 5). Нестандартизированные (канонические) коэффициенты дискриминантной функции – это множители при заданных значениях переменных, входящих в дискриминантную функцию.

Таблица 5

Коэффициенты канонической дискриминантной функции

	Функция
	1
Zx_1	0,538
Zx_2	0,420
Zx_2	-0,566
(Константа)	0,000

**ненормированные коэффициенты*

Используя коэффициенты канонической дискриминантной функции из таблицы 5, получим уравнение дискриминантной функции для разделения двух групп переменных (положительная (1) – отрицательная (2) аномалии температуры):

$$D = 0{,}000 + 0{,}538Zx_1 + 0{,}420Zx_2 – 0{,}566Zx_3 \quad (4)$$

где:

- Zx_1 – стандартизированное значение величины вулканического аэрозоля;
- Zx_2 – стандартизированное значение индекса 3 (EA/WR);
- Zx_3 – стандартизированное значение величины солнечной радиации.

На основе дискриминантной модели, подставив соответствующие параметры в функцию, можно сделать прогноз о том, положительная или отрицательная аномалии температур ожидаются при соответствующих воздействиях природных факторов.

Для определения качества модели представлены были рассчитанные поточечные статистики. Данные исходных стандартизированных переменных совместно с поточечными статистиками дискриминантного анализа представлены в таблице 5.

Таблица 5

Стандартизированные исходные данные и поточечные статистики модели дискриминантного анализа

Годы, извержения вулканов	Zx_0 [a]	Zx_1	Zx_2	Zx_3	Фактическая группа	Наивероятнейшая группа			Дискриминантные баллы
						Предсказанная группа	P(D>d | G=g) p	P(G=g | D=d)	Функция 1
1961	0,54	-0,69	-0,45	-0,30	1	1	0,76	0,61	-0,67
1962	1,53	-0,69	-0,47	-0,77	1	1	0,75	0,61	-0,68
1963, Агунг	-0,23	1,06	-0,23	-0,93	2	2	0,97	0,56	0,36
1964	-1,14	1,94	2,13	-0,94	2	2	0,03	0,85	2,52
1965	-0,59	0,68	1,43	-0,86	2	2	0,29	0,72	1,38
1966	2,43	-0,20	0,17	-0,35	1	2**	0,77	0,51	0,03
1967	-0,54	-0,57	-0,39	0,20	2	1**	0,84	0,59	-0,56
1968	0,64	-0,21	1,50	0,33	1	2**	0,50	0,67	1,00
1969,Фернандина	-1,36	0,46	0,31	0,56	2	2	0,89	0,58	0,45
1970	0,37	-0,16	-0,69	0,55	1	1	0,83	0,59	-0,58
1971	0,58	-0,49	0,59	-0,26	1	2**	0,91	0,54	0,19
1972	-0,70	-0,58	-0,05	0,09	2	1**	0,97	0,55	-0,32
1973	-0,80	-0,65	0,81	-0,63	2	2	0,97	0,55	0,27
1974, Фуего	-0,30	-0,61	-0,14	-0,84	2	1**	0,97	0,56	-0,40
1975	0,77	0,13	0,86	-1,44	*1*	*2***	0,70	0,62	0,70
1976	-1,63	-0,12	0,15	-1,14	2	2	0,79	0,51	0,05
1977	-0,62	-0,46	-1,23	-0,60	2	1**	0,45	0,68	-1,13
1978	-0,54	-0,58	0,74	0,72	2	2	0,96	0,55	0,26
1979	1,07	-0,66	-1,08	1,80	1	1	0,46	0,68	-1,11
1980	-0,12	-0,68	-0,64	1,84	2	1**	0,66	0,63	-0,81
1981	1,37	-0,69	-2,24	2,00	1	1	0,11	0,79	-1,98
1982, Эль-Чичон	-1,02	1,17	0,55	0,78	2	2	0,50	0,66	0,98
1983	0,32	1,90	0,11	0,54	*1*	*2***	0,48	0,67	1,01
1984	-0,51	0,52	-1,44	-0,64	2	1**	0,66	0,63	-0,80
1985	-0,80	-0,26	0,78	-1,16	2	2	0,90	0,58	0,45
1986	0,12	-0,58	0,79	-1,17	1	2**	0,98	0,55	0,29
1987	-1,04	-0,65	-0,22	-0,71	2	1**	0,91	0,58	-0,48
1988	-0,28	-0,68	-1,40	0,17	2	1**	0,32	0,71	-1,36
1989	0,75	-0,69	-1,17	1,88	1	1	0,41	0,69	-1,20
1990	0,91	-0,69	0,31	1,60	1	1	0,80	0,52	-0,12
1991, Пинатубо	0,08	1,13	-0,93	1,27	1	1	0,81	0,52	-0,12
1992	-1,32	3,88	1,72	0,84	2	2	0,00	0,90	3,17
1993	-1,94	1,44	0,86	0,01	2	2	0,31	0,72	1,34
1994	-0,15	0,22	0,25	-0,69	2	2	0,98	0,55	0,29
1995	1,35	-0,35	-0,58	-0,98	1	1	0,82	0,60	-0,59
1996	0,18	-0,57	-1,39	-1,25	1	1	0,35	0,70	-1,30
1997	-0,38	-0,65	1,70	-0,86	2	2	0,54	0,66	0,92
1998	1,47	-0,68	-0,77	0,23	1	1	0,60	0,64	-0,90
1999	1,53	-0,69	-0,25	1,09	1	1	0,87	0,58	-0,53

[a] *– стандартизированное значение аномалий температуры*

***в объектах, отмеченных двумя звездочками (**), фактическая и прогнозируемая группы не совпали*

Точность прогноза для исходных наблюдений, сгруппированных в группу 2 (отрицательные аномалии температуры), составила 66,7%. Проведем анализ результатов дискриминантной модели по исходным сгруппированным наблюдениям, классифицированным неверно, для чего сравним значения аномалий температуры 1975 г. и 1983 г. по реальным данным и полученным в результате дискриминантного анализа.

Извержение в. Фуего в 1974 г. привело к максимальному содержанию в атмосфере вулканического аэрозоля в 1975 г., что соответствует стандартизированному значению вулканического аэрозоля Zx_1=0,131 (1975 г.) в таблице 5. Природные факторы, оказывающие влияние на формирование отрицательной аномалии температуры на юге России в 1975 году, по данным таблицы 5 имели следующие стандартизированные значения: Zx_2 = 0,862 (индекс EA/WR), Zx_3 = -1,435 (солнечная радиация).

По результатам дискриминантного анализа при указанных стандартизированных значениях предикторов должны были иметь место отрицательные аномалии (предсказанная группа 2). В реальности в 1975 году наблюдались положительные аномалии температуры (группа 1) на юге ЕТР. Такая же ситуация была в 1982 году после извержения вулкана Эль-Чичон.

Поскольку в качестве одного из основных факторов, влияющих на изменение температуры, не было учтено антропогенное воздействие, то, возможно, на формирование положительной аномалии оказало дополнительное влияние антропогенное воздействие. Полученный вывод позволяет предположить реальность обнаружения антропогенного сигнала изменения климата.

Литература

1. Факторный, дискриминантный и кластерный анализ: пер. с англ. / Джон Ким. М.: Финансы и статистика, 1989. 215 с.

2. http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc

3.ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/climate_forcing/volcanic_aerosols/ammann2003b_volcanics.txt.

4. ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/climate_forcing/solar_variability/lean2000_irradiance.txt.

УДК 551.501.8:551.509.32

ИНФОРМАЦИОННАЯ ТЕХНОЛОГИЯ ТЕКУЩЕГО ПРОГНОЗА ОПАСНЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ НАЗЕМНЫХ И СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ

Шаповалов В.А.[1], Шаповалов А.В.[1],Гучаева З.Х.[2], Ковалев Е.А.[1], Шериева М.А.[1]

[1]ВГИ Росгидромета, Нальчик, Россия

[2]КБГУ, Нальчик, Россия

В нашей стране только начинаются работы по созданию систем комплексного усвоения геофизических данных высокого пространственного разрешения. На юге России нет региональной системы прогноза опасных метеорологических явлений, хотя регион самый сложный по развитию мощных конвективных процессов (ливни, грозы, град).

Гидрометцентр (г. Москва) в 2017 начал создавать высокоточные краткосрочные прогнозы. Они дают представление о погоде в конкретном районе на несколько часов. Но способны отследить движение каждого облака. Точный прогноз погоды нужен не только обычным гражданам, но и экономике. Потребность в таких прогнозах особенно высока в сельском хозяйстве. Прогноз опасных явлений погоды ответит, к примеру, на вопрос, какое поле защищать от стихийного бедствия, а какое непогода обойдет стороной. Потребность в таких прогнозах довольно ярко продемонстрировал прошедший в конце апреля 2017 г. по Ставрополью градовый процесс, который повредил тысячи гектаров посевов. Это притом, что регион оснащен противоградовой системой защиты – ракетами, которые обстреливают облака, несущие град.

Службы по борьбе с градом функционируют на Северном Кавказе и активно работают в теплый период года. Недостатком является дороговизна противоградовых ракет и системы защиты. Например, Ставропольская военизированная служба в дни, когда на регион обрушился градовый процесс, израсходовала более пятисот противоградовых ракет. Цена каждого выстрела более 16 тысяч рублей. Затраты на защиту от одного градового процесса в апреле 2017 года составили 5 миллионов рублей. Учитывая, что в летнее время градовые процессы на юге России происходят достаточно часто, а защита от них обходится значительными средствами, особо актуальным становится краткосрочный прогноз − прогноз развития конкретных градовых процессов. Данная проблема представляет и значительный практический интерес для авиации, для планирования трассы полетов, минимизации задержек авиарейсов из-за погодных условий. Также зависимой от гроз отраслью хозяйственной деятельности является энергетика, для которой важной составляющей бесперебойной работы является защита от попадания молниевых разрядов на линии электропередач.

Нынешние прогнозы пока не могут дать ответ на вопрос, какому району угрожает наводнение или градобитие. Высокоточные прогнозы способны проследить движение каждого облака, на их основе можно составить карту полей, которые находятся под угрозой.

Таким образом, в России только начаты работы по получению детализированных прогнозов. Эти работы в России ведутся в таких ведущих институтах, как Гидрометцентр, ФГБУ «ВГИ», ФГБУ «ЦАО» [1-4].

Прогноз опасных явлений погоды, в том числе прогнозы для авиации, базируются на решении систем полных уравнений в моделях численного прогноза погоды. Поскольку эти дифференциальные уравнения являются нелинейными, применяется подход, позволяющий преобразовать их в систему уравнений путем дискретного задания в пространстве и времени, а затем решать уже эту алгебраическую систему, связывающую наборы физических параметров атмосферы (температуру, давление, ветер, влажность и т. п.) в специально выбранных точках – узлах вычислительной сетки. Очевидно, что результат прогноза будет зависеть в большой мере от того, насколько точно описано моделью состояние атмосферы в начальный момент времени, т.е. от густоты наблюдательных сетей, данные которых тем или иным образом интерполируются в узлы сетки [5, 6].

С 60-х гг. прошлого века в ряде регионов стали доступными в реальном времени (или близком к реальному) данные наблюдений радаров и спутников. Первые попытки использования этих данных для прогноза на короткие сроки с помощью экстраполяции изображений касались полос осадков. Было установлено, что объекты больших размеров живут дольше, чем маленькие (время жизни последних – до нескольких десятков минут). Эти ключевые находки согласовывались с ранними исследованиями мультимасштабных свойств атмосферы и связанных с ними ограничений предсказуемости атмосферных процессов [7-10].

Термин «наукастинг» характеризует не только определенные интервалы заблаговременности, но и, прежде всего, информационную основу и техническую реализацию прогнозирования [11-15]. Это предполагает использование мощной вычислительной техники, позволяющей реализовать численный прогноз по одной или нескольким негидростатическим моделям, а также обязательное наличие большого объема исходных данных наблюдений и развитой системы их передачи и усвоения.

В настоящее время реализация прогнозов на очень короткие сроки базируется на широком спектре информации спутниковых, наземных радарных систем наблюдения. Это автоматические станции погоды, которые передают сведения о давлении, температуре, влажности, скорости и направлении ветра (с осреднением от нескольких секунд до нескольких минут), радиолокационные и грозорегистрационные измерения. Кроме этого, реализация включает в себя технологическую организацию непрерывных потоков данных, усвоение этих данных численными моделями с высоким горизонтальным разрешением (порядка километра). Для этого необходимо наличие больших вычислительных мощностей, так как речь идет о непрерывном усвоении огромных потоков информации. Например, геостационарные спутники имеют горизонтальное и временное разрешение порядка нескольких километров и нескольких минут соответственно. Спутниковые измерения могут поставлять данные о радиации, о восстановленных профилях температуры и влажности, о скорости ведущего потока в тропосфере (так называемый «облачный ветер») и других характеристиках. Современные метеорологические радиолокаторы имеют радиус обзора 250-300 км и позволяют осуществлять циклические наблюдения с периодичностью от 3 до 15 мин в круглосуточном автоматизированном режиме, предоставляя данные об облачности, осадках, радиальном ве-

тре с высоким пространственным разрешением (0,5-1,0 км) на площади до 200 тыс. км^2 [2].

Помимо сетевых приборов, осуществляющих непрерывную регистрацию параметров атмосферы в автоматическом режиме, информацию получают от специально установленных несетевых средств дистанционного зондирования – температурных и ветровых профилемеров, лидаров и т. д. Данные приборов, производящих непрерывные измерения, как правило, подвергаются осреднению (от нескольких секунд до 10 минут). Так, непрерывный волновой лидар ПЛВ-2000 каждые 4 секунды обновляет информацию о скорости и направлении ветра в диапазоне высот от 10 м до 2 км. Пространственное разрешение данных измерений по вертикали с помощью подобных приборов находится в диапазоне от нескольких метров до нескольких десятков метров. Например, температурный профилемер МТП-5 проводит измерения температуры в вертикальном направлении до высоты примерно 1000 м с разрешением примерно 50 м.

Реализация усвоения всей вышеописанной информации – сама по себе очень непростая наукоемкая задача. Она усложняется еще и тем, что на масштабах наукастинга данные измерений должны усваиваться практически непрерывно. В настоящее время для этой цели применяют технику «квазинепрерывного» усвоения типа наджинга или ансамблевого фильтра Калмана [7-10].

В качестве одной из оперативно используемых подобных систем упомянем систему быстрого обновления (Rapid Refresh, RAP). Это оперативная система ежечасной ассимиляции/моделирования, принятая в Национальных центрах прогноза окружающей среды (NCEP), США. Она состоит главным образом из модели ЧПП с шагом 13 км (инсталлированной над территорией Северной Америки) и системы анализа/ассимиляции для инициализации этой модели. RAP дополняется моделью с более высоким разрешением (3 км) и быстрым обновлением (High-Resolution Rapid Refresh, HRRR). В ней обновление данных происходит также ежечасно, но покрывает она меньшую область [13]. Система RAP развита для обеспечения пользователей, которым необходимы сверхкраткосрочные прогнозы погоды с возможностью быстрой корректировки, например для авиации.

Обычной практикой в системах прогноза опасных метеоявлений является формулировка вероятностных прогнозов, где в качестве предикторов привлекаются ансамблевые численные прогнозы. Это достигается с помощью ансамбля моделей и/или вариантов одной и той же модели, отличающихся либо слегка измененными начальными условиями, либо другими характеристиками. Каждый член ансамбля (количество их обычно составляет несколько десятков) производит прогностические поля, в которых имеются различия. Повторяемость в пределах ансамбля различных градаций какого-либо явления затем интерпретируется как оценка вероятности возникновения этих градаций в реальных условиях.

При наличии достаточных вычислительных ресурсов и необходимой исходной информации технология ансамблевого прогнозирования разрабатывается для конкретных аэродромов. Такая система, например, развита для аэропорта Шарль де Голль (Париж, Франция) с целью прогнозирования эпизодов понижения высоты нижней границы облачности ниже 60 м и видимости менее 600 м с заблаговременностью 0-12 ч [11].

Примером системы усвоения данных является WDSS-II, созданная в США (The Warning Decision Support System -- Integrated Information, http://www.wdssii.org).

Эта система является новым поколением комплекса алгоритмов и отображения для анализа опасных погодных условий, предупреждений и прогнозирования.

WDSS-II состоит из трех компонентов [14]:

- Набор мультисенсорных автоматизированных погодных алгоритмов, включая методы объединения радиолокационных данных, диагностики града, молнии и осадков.

- Трехмерное отображение синхронизированных по времени данных комплекса датчиков.

- Библиотека интерфейса прикладного программирования (API) на C++, для поддержки разработчиков алгоритмов и отображения.

Система WDSS-II реализована на рабочих станциях под управлением операционной системы Red Hat Linux.

Авторами настоящей статьи разработано прикладное программно-математическое обеспечение, которое выполняет следующие функции: прием данных; отображение пространственной структуры полей облачности, осадков и гроз на фоне карты местности; отображение карт опасных явлений погоды (ливневые осадки, грозы) на фоне карты административных границ районов, входящих в субъекты Северо-Кавказского региона; анализ эволюции облачных структур, направления и скорости перемещения облаков, облачных систем и опасных явлений погоды. Также в Высокогорном геофизическом институте разработана трехмерная численная модель грозоградовых облаков для исследования закономерностей их образования и развития [5].

Примеры полученных карт штормооповещения по Северному Кавказу представлены на рис.1−3. На рисунке 1 приведена сшивка радиолокационной информации с нескольких МРЛ за 10 минутный интервал времени с высоким разрешением (250м), которое обеспечивают современные радиолокаторы.

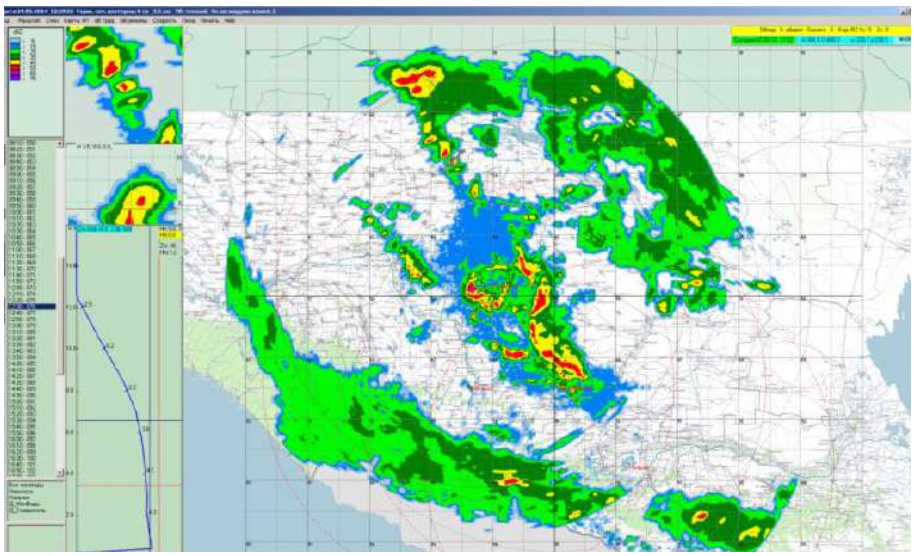


Рис. 1. Объединенная карта радиоэхо облаков по Северному Кавказу с нескольких метеорологических радиолокаторов

На рисунке 2 приведено распределение грозовых разрядов на территории Северного Кавказа за 10 минутный интервал времени по данным грозопеленгационной системы LS8000. Слева на рисунке 2 показана цветовая палитра − разбиение по интервалам количества разрядов в грозовых облаках за время наблюдения, шкала градаций соответствует количеству разрядов на 1 км^2.

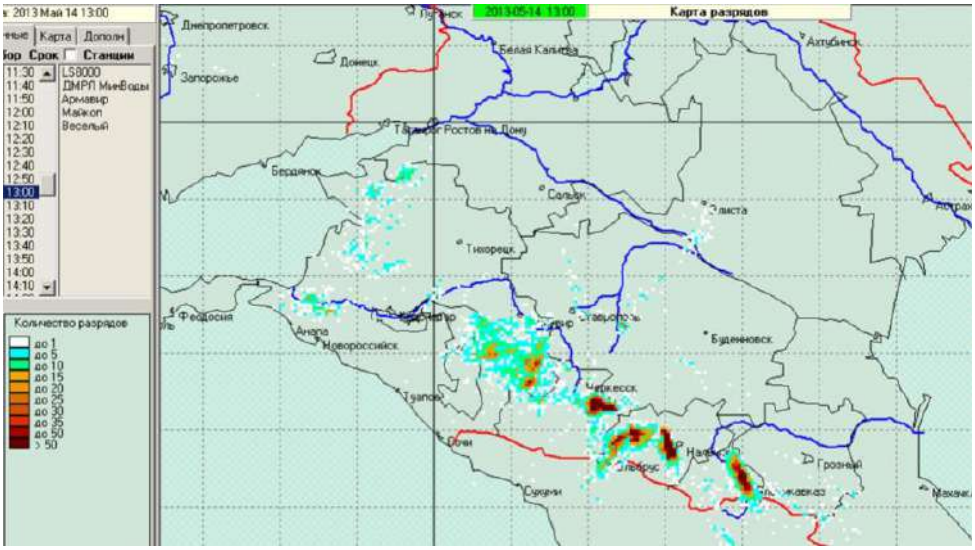


Рис. 2. Отображение грозовых разрядов (внутриоблачных и облако-земля) за интервал времени 10 мин на территории Северного Кавказа

Разработанное авторами программное обеспечение позволяет выполнять совмещение радиолокационных, грозопеленгационных и спутниковых данных.

В программе использованы алгоритмы и критерии распознавания опасных конвективных процессов из работ [2, 4].

В алгоритме слежения за конвективными ячейками заложена обработка следующих вариантов [12]: появление нового объекта; сопоставление прослеживаемому объекту; разделение объекта; слияние объектов; пропадание объекта.

На рисунке 3 приведены две ячейки, наблюдаемые радиолокатором в последовательные моменты времени с интервалом 3,5 мин. По горизонтали объединены три картинки, в которых изображены две конвективные ячейки. Между крайними состояниями ячейки интервал времени составляет 7 мин. Наблюдаемая на последовательных рисунках верхняя ячейка развивается, а нижняя – диссипирует. Стрелки указывают направление смещения конвективных ячеек.

Система текущего прогноза (наукастинга) опасных явлений погоды позволяет следить за отдельными конвективными ячейками на Северном Кавказе, определять скорость и направление их перемещения, тенденцию их развития (усиление или ослабление).

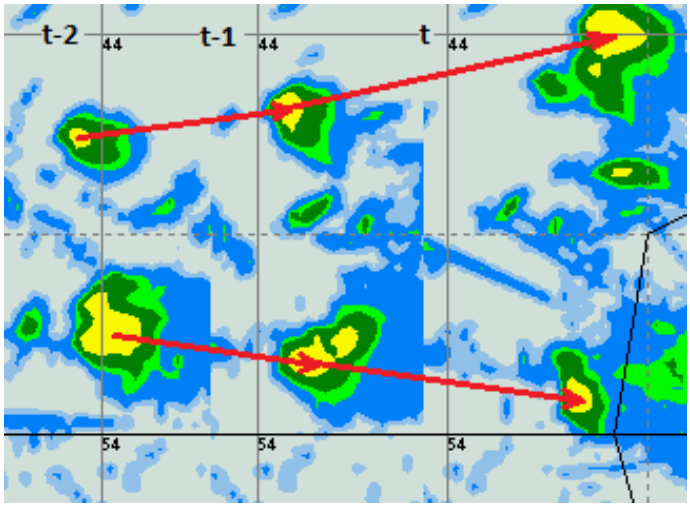


Рис. 3. Сопоставление объектов при детерминированном слежении

Выводы

В условиях повышения частоты стихийных явлений погоды и катастроф общество должно совершенствовать методы и средства обеспечения безопасных условий жизнедеятельности.

Создана и проходит испытания трехмерная нестационарная численная модель конвективного облака с детальным описанием термогидродинамических, микрофизических и электрических процессов.

Разработано программно-математическое обеспечение объединения радиолокационной, спутниковой и грозопеленгационной информации, которое более достоверно выделяет опасные явления погоды за счет использования нескольких каналов информации. Программное обеспечение применяется в Высокогорном геофизическом институте в опытном режиме для формирования композитных карт опасных явлений погоды в масштабе Северо-Кавказского региона.

Литература

1. Аджиев А.Х., Куповых Г.В., Андриевская В.Ю., Юрченко Н.В., Кудринская Т.В., Редин А.А. Мониторинг характеристик грозовой активности на юге европейской части России // Известия ЮФУ. Технические науки. Раздел IV. Электроника и управление. 2017. С. 212-223. DOI 10.23683/2311-3103-2017-4-212-223.

2. Временные методические указания по использованию информации доплеровского метеорологического локатора ДМРЛ-С в синоптической практике. М.: Росгидромет, 2014. 110 с.

3. Губенко И.М., Рубинштейн К.Г. Прогноз грозы с использованием модели электризации облаков кучево-дождевых облаков // Метеорология и гидрология. 2017. № 2. С. 5-19.

4. Шаповалов В.А. Информационная система анализа и отображения данных допле-

ровского метеорологического радиолокатора ДМРЛ-С / В.А. Шаповалов // Современная наука: актуальные проблемы теории и практики: Серия «Естественные и Технические науки» 2018. № 7. С. 158-165.

5. Шаповалов В.А. Методика численного решения системы уравнений трехмерной модели конвективного облака / В.А. Шаповалов // Вестник КРАУНЦ. Физ.-мат. науки. 2018. № 3(23). С. 169-179.

6. Cotton W.R. and coauthors, 2001. RAMS. Current status and future directions. Meteor. Atmos. Phys., V. 82, P. 5-29.

7. Hagelin S., Auger A., Brovelli P., Dupont O. Nowcasting with the AROME Model: First Results from the High-Resolution AROME Airport // Weather and Forecasting. 2014. Vol. 29. P. 773-787.

8. http://ruc.noaa.gov/pdf/NCEP_PSR_2014_HRRR_COMBINED_ lite.pdf.

9. Kohn M., E. Galanti, C. Price, K. Lagouvardos, and V. Kotroni, 2010: Now-casting thunderstorms in the Mediterranean region using lightning data. Atmos. Res., 100, 489-502.

10. Pierce C., Seed A., Ballard S., Simonin D., Zhihong Li. Nowcasting // Doppler radar observations – weather radar, wind profiler, ionospheric radar and other advanced applications. InTech, 2012. P. 97-142.

11. Robasky F., Clark D. Wind Forecast Algorithm to Support Wake Turbulence Mitigation for Departures (WTMD) // 13th Conference on Aviation, Range, and Aerospace Meteorology (ARAM), New Orleans, LA, Amer. Meteor. Soc., 2008.

12. Shapovalov V.A. System of Warning about Dangerous Atmospheric Phenomena in the North Caucasus for Objects of Economic Activity, Materials Science Forum, 2018, Vol. 931, pp. 1019-1024. doi: 10.4028/www.scientific.net/MSF.931.1019.

13. The High-Resolution Rapid Refresh (HRRR). https://rapidrefresh.noaa.gov/hrrr/ (20.04.2018).

14. WDSSII. http://www.wdssii.org.

15. Wilson J. W., 2003: Thunderstorm nowcasting. Past, present and future. 31st Conference on Radar Meteorology 6-12 August 2003.

ОРГАНИЗАЦИЯ КОМПЛЕКСНОГО МОНИТОРИНГА ВУЛКАНИЧЕСКОЙ, СЕЙСМИЧЕСКОЙ, ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

УДК 550.3

ОПАСНЫЕ ПРИРОДНЫЕ И ТЕХНОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ КАВКАЗА И ИХ ПРОЯВЛЕНИЯ В ВАРИАЦИЯХ ГЕОПОЛЕЙ НА СЕТИ СТАНЦИЙ НАБЛЮДЕНИЙ ИГ ДФИЦ РАН

Алиев И.А., Магомедов А.Г.

ИГ ОП ДФИЦ РАН, Махачкала, Россия

Для изучения геологических процессов различного происхождения на территории Восточного Кавказа, анализа сейсмической активности и последовательных движений эпицентров сейсмических событий, во избежание ошибочных выводов, была выбрана территория, выходящая за пределы Большого и Малого Кавказа.

Сейсмическая активность Черноморско-Кавказско-Каспийского региона, как мы отмечали и ранее [1-4] − это результат перераспределения тектонических напряжений в земной коре общепланетарного и тектонических факторов местного масштаба. Одна из причин этой сейсмичности − тектонические напряжения, вызываемые движением Аравийской плиты на север и Африканской плиты на северо-восток. Достаточно детальную информацию о современных движениях удается в последние годы получать с использованием глобальной системы позиционирования (GPS). В частности, в обширном регионе, от севера Африки и Аравийского полуострова до Большого Кавказа, в течение периода с 1988 г. по 1997 г. были проведены исследования с использованием 189 GPS станций. Эти исследования [11] позволили уточнить скорости движения отдельных плит. Так GPS станции, расположенные на Аравийской плите показали, что она движется со скоростью 18±2 мм/год в направлении север – северо-запад (азимут 25º±5º) относительно Евразийской плиты. Станции в Египте показали движение Африканской плиты на север со скоростью 6±2 мм/год. Восточная Турция характеризуется распределенными деформациями, в то время как Центральная Турция движется практически как единое целое на запад с вращением против часовой стрелки. Скорость движения Аравийской плиты – величина непостоянная; по сведениям авторов [11] за десятилетний период наблюдений она равна 18±2 мм/год, и в соответствии с работой [12] за разные периоды исследований равна 22±2 и 30±2 мм/год.

GPS исследования, проведенные в Азербайджане [7, 10] показали скорости движения блоков в направлении север – северо-восток относительно Евразии до 20 мм/год, но они не постоянны. Данные по современным движениям блоков в Дагестане [6] показывают четкую северо-восточную тенденцию смещения их до 20 мм/год. Следовательно, основной вклад в смещение блоков в рассматриваемом районе вносят тектонические напряжения, возникающие вследствие движения, и как следствие давления рассматриваемых выше плит. Для разрядки этих накапливающихся тектонических напряжений наблюдаются два пути: северо-западный по Анатолийским разломам и северо-восточный по разломам Кавказа. И только анализ последовательных движений эпицентров сейсмических событий дает ответ, по какому из направлений идет процесс.

Для анализа сейсмической активности и последовательных движений эпицентров была выбрана область с координатами: по широте от 34° до 46° СШ, и по долготе от 40° до

56° ВД. Отобраны сейсмические события с M ≥ 4 и глубиной очага от 4 до 50 км, которые в большинстве случаев отражаются в вариациях кажущегося сопротивления горных пород (КС) и концентраций растворенных газов в изливающихся скважинах на сети станций наблюдений ИГ ДФИЦ РАН. В выбранную область входят Кавказ, Каспийское море и части территории Турции, Ирака, Ирана, Казахстана и Туркменистана.

На рисунке 1 представлено количество значительных сейсмических событий (СС) с магнитудой M ≥ 4, происшедших в выбранной области за период 2006 – 2016 гг. Как видно из рисунка «фоновое» количество значительных сейсмических событий менее 10 в месяц.

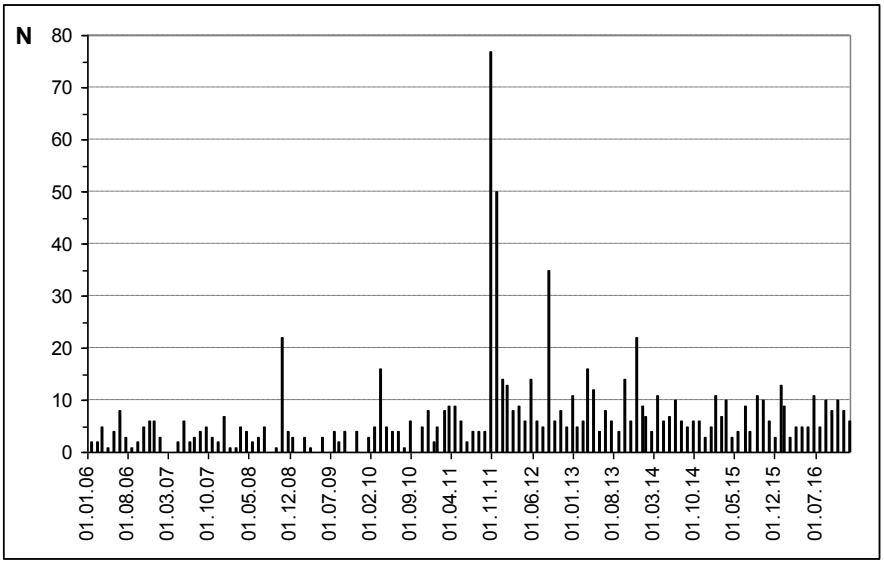


Рис. 1. Количество наиболее значительных сейсмических событий с M ≥ 4, происшедших в выбранной области за период 2006 – 2016 гг.

Отмечается несколько периодов всплесков сейсмичности в 2008, 2010, 2011 2012 и 2013 гг. Всплеск сейсмической активности в октябре 2008 года – это процесс разрядки накопившихся тектонических напряжений, идущих в северо-восточном направлении. Эпицентры сейсмических событий последовательно смещаются на север и северо-восток: от Ирано – Турецкой границы к Кавказу. Анализ последовательных передвижений эпицентров сейсмических событий показал, что все эти события можно условно разбить на группы (между которыми наблюдаются периоды затишья). В каждой группе эпицентры в основном движутся на север и северо-восток, а после перехода Большого Кавказа смещаются на восток и процесс завершается серией сейсмических событий с эпицентрами правее Срединного разлома в Каспийском море или Туркменистане с последующим затуханием движения в этой группе. Изредка несколько эпицентров, двигаясь на северо-запад, попадают на территорию Крыма вдоль линии разлома главного Кавказского хребта вне рассматриваемой области. После периода затишья продолжается движение других групп эпицентров. Наблюдается своеобразное волнообразное движение эпицентров. Тот факт, что процесс движения эпицентров в каждой группе заканчивается правее Срединного разлома, говорит о том, что

после разрядки и перераспределения возникших тектонических напряжений смещение блоков в рассматриваемом районе должно быть в направлении северо-восток, которое мы и наблюдаем по данным GPS исследований [6, 11, 12].

Следующая серия всплесков сейсмической активности 2010, 2011, 2012 и 2013 гг. произошла на территории востока Турции, северо-запада Ирана и границы Грузии и Азербайджана. В эти периоды коэффициенты корреляции рядов данных на сети станций невысокие ($k < 0.2$). Особо следует отметить всплеск сейсмической активности октября 2011 года. Из более чем 130 значимых сейсмических событий с магнитудой $M \geq 4$ ни одно не вышло из области между северным и восточным Анатолийскими разломами.

Все это является доказательством верности выявленной нами закономерности о двух путях разрядки накапливающихся тектонических напряжений: северо-западном – по Анатолийским разломам и северо-восточном – по разломам Кавказа.

Рассмотрим, как распределены все сейсмические события с магнитудой M>5 на обеих полусферах нашей планеты. Как видно из рисунка 2, эпицентры СС с M>5 распределены в основном в 3 областях. Первая – в верхней полусфере над Тихим океаном, от северо-западной части Южной Америки к Аляске, далее от Камчатки через Японию к Новой Гвинее; вторая – Бенгальский залив, Индонезия, Малайзия, Филиппины; третья – в полосе 15° – 100° ВД и 20° – 50° СШ. Левая часть третьей области – это место максимальных вариаций тектонических напряжений, вызываемых движением Аравийской плиты на север, и Африканской на северо-восток, и противоборства Евразийской плиты этому. В этой же части третьей области находится и сеть станций ИГ ДФИЦ РАН. Поэтому в наблюдаемые вариации геофизических и геохимических параметров значительный вклад вносит вышеотмеченная сеть станций.

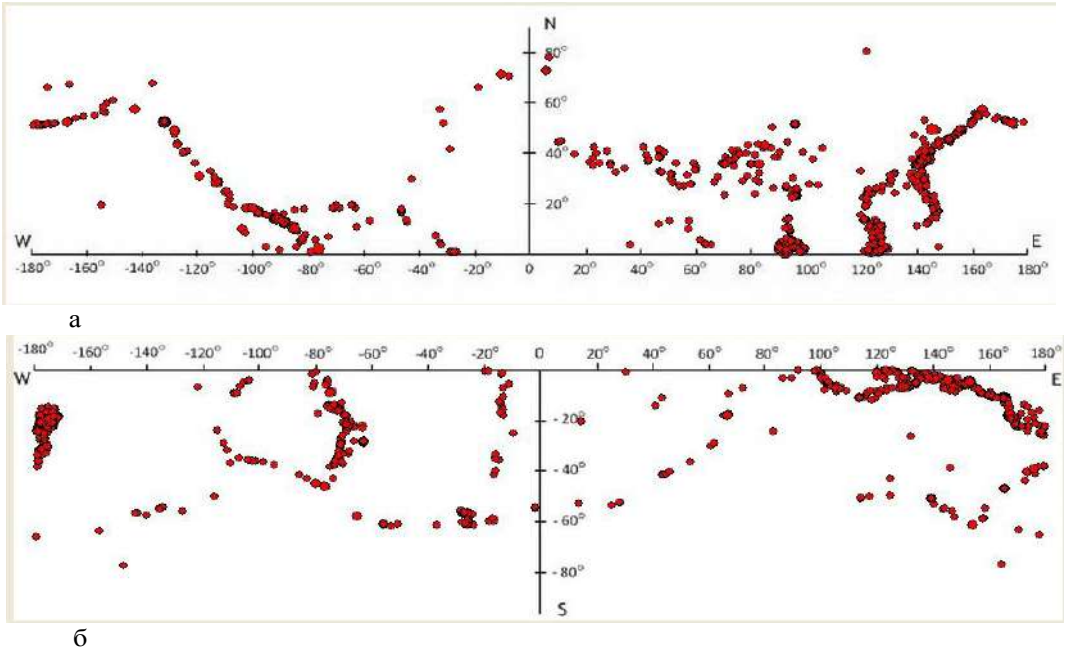


Рис. 2. Распределение сейсмических событий с M>5 за 2012 г.: для широт от 0° до + 80° – (а), и на широтах от 0° до – 80° – (б).

Как мы уже упоминали [1-4], в зависимости от значения коэффициента корреляции между рядами наблюдаемых геофизических и геохимических параметров, наблюдается и изменение направления разрядки тектонических напряжений, и вызываемое ими повышение сейсмической активности, изменение направления смещения последовательных эпицентров сейсмических событий. Для такой оценки значений коэффициента корреляции между рядами наблюдаемых параметров были проанализированы ряды наблюдений сети станций ИГ ДФИЦ РАН с 2006 по 2016 гг.

На рисунке 3 представлены вариации коэффициента корреляции рядов данных на сети станций за рассматриваемый период. До всплеска сейсмической активности в 2007–2008 гг. коэффициент корреляции повышается, а после всплеска в октябре 2008 г. резко понижается, и далее все всплески выше «фонового» значения (рис. 1) идут в северном и северо-западном направлениях, и при этом коэффициент корреляции всегда $k < 0.2$.

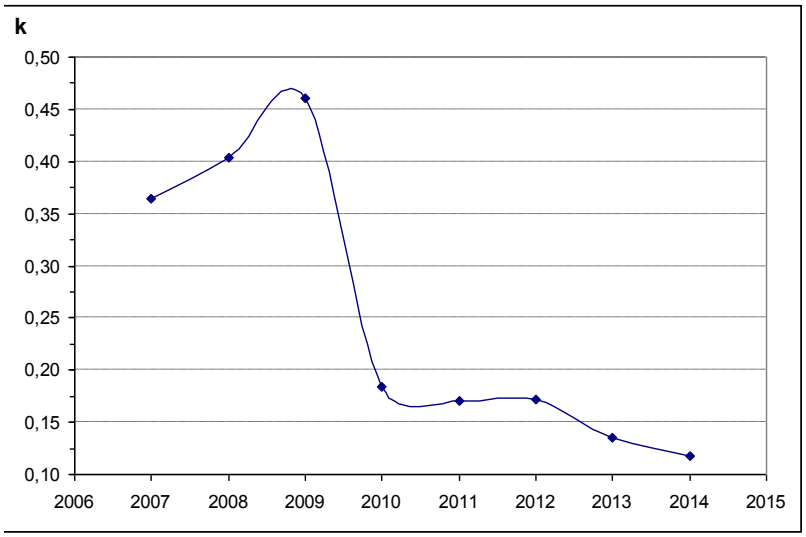


Рис.3. Вариации коэффициента корреляции для рядов данных сети станций ИГ ДФИЦ РАН

Для наглядности техногенного воздействия на вариации сейсмической активности проанализируем распределение гипоцентров в районе Сулакского каскада ГЭС, как мы уже рассматривали в [5]. На рисунке 4 представлено распределение гипоцентров землетрясений за 1970 – 2013 гг. Кривая 1 построена по данным [8] за 1970 – 1983 гг. Кривая 2 по данным [9] за 1990 – 1997 гг., в период до начала заполнения Ирганайского водохранилища. Кривая 3 построена по данным [9] за 1998 – 2005 гг., после начала заполнения и эксплуатации Ирганайского водохранилища и кривая 4 по данным [www.ceme.gsras.ru] за 2006 – 2013 гг. Как видно из рисунка, кривые 1, 2 и 4 по форме практически повторяют друг друга; коэффициент корреляции между рядами данных k – порядка 0,9. Начало отсчета кривых 1 и 2 разделяет 20 лет, 1 и 4 более 30 лет, в то же время распределения гипоцентров за разные промежутки времени, разные года – повторяются. Этому есть одно объяснение – изменение динамической нагрузки под ложем водохранилища приводит к раскрытию трещин и проникновению

воды во все более новые горизонты по трещинам и разломам. Данный процесс сопровождается повышением сейсмической активности. Причем процесс идет, из года в год, по одним и тем же трещинам и разломам, что доказывается высокой корреляцией рядов данных кривых 1, 2 и 4. Это позволяет нам заключить, что регулярные изменения динамической нагрузки, т.е. сезонные изменения уровня водохранилища в результате его эксплуатации могут приводить лишь к увеличению местной сейсмической активности. Коэффициент корреляции кривой 3 с кривыми 1, 2 и 4 $k \leq 0{,}6$, т.е. значительно меньше, чем между первыми рассмотренными, это говорит о том, что процесс имеет иной характер. Практически распределение гипоцентров равномерно по слоям от 5 до 30 км. Объяснение этому явлению следующее: мы считаем, что в результате значительного изменения тектонического напряжения в рассматриваемой области, связанного с началом заполнения водохранилища, произошли процессы быстрого выравнивания этих напряжений вертикально по слоям уже по другим трещинам и разломам, с повышением сейсмической активности. Дополнительное увеличение (в сравнении с периодом относительного тектонического равновесия 1990 – 1998 гг.) динамической нагрузки инициировало всплеск сейсмической активности в этом районе.

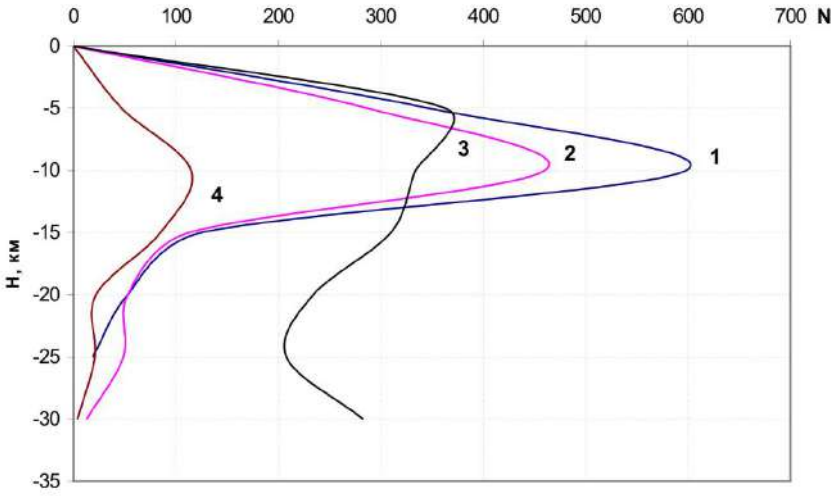


Рис. 4. Распределение гипоцентров землетрясений за 1970 – 2013 гг.:

1 – по данным за 1970 – 1983 гг. [8]
2 – по данным за 1990 – 1997 гг.
3 – по данным за 1998 – 2005 гг.
4 – по данным за 2006 – 2013 гг.

Сравним распределения гипоцентров (кривая 3 (рис. 4)) и гипоцентров сейсмических событий с $M \geq 5$ по всей планете за 2013 г., представленных на рис. 5.

Можно отметить, что распределение, представленное кривой 3 (рис. 4.), которое мы считаем отражающим особенности техногенного воздействия на распределение гипоцентров, резко отличается от распределения, вызванного экзогенными и эндогенными процессами (рис. 5). Через каждые 10 км гипоцентры находятся в локальном максимуме. Аналогичная картина распределения гипоцентров с $M \geq 5$ наблюдается и за другие годы (2006 –

2016 гг.). Это является подтверждением особенности распределения гипоцентров, вызванных техногенными причинами.

В период общепланетарного роста сейсмичности с M>4 в 1990–1996 гг. по данным USGS (www.usgs.gov/neic/, 1973 – 2008), в рассматриваемом районе отмечается значительное снижение сейсмичности, и, наоборот, в период всплеска сейсмичности в районе Сулакского каскада 1999 г. в остальной части планеты наблюдалось существенное снижение сейсмической активности. Все это позволяет заключить, что вариации сейсмической активности в рассматриваемом районе имеют локальные причины, и наиболее вероятно, что это техногенные причины.

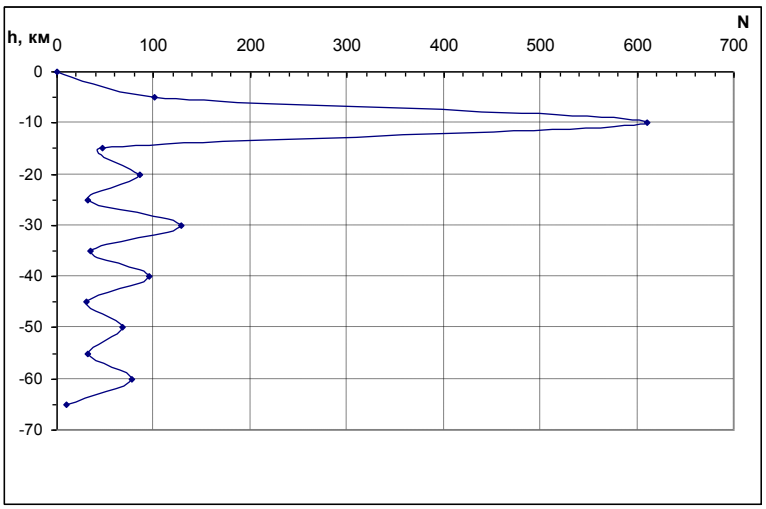


Рис. 5. Распределение гипоцентров сейсмических событий с M ≥ 5 за 2013 г., произошедших на всей планете

Все вышеизложенное позволяет нам считать, что наблюдаемое в районе Сулакского каскада ГЭС значительное увеличение числа сейсмических событий с гипоцентрами глубиной более 15 км и практически равномерное распределение гипоцентров по слоям (в каждом слое толщиной 5 км в среднем по 300 гипоцентров) являются признаками техногенного воздействия на распределение гипоцентров.

Выводы

1. Одна из причин сейсмической активности Черноморско-Кавказско-Каспийского региона – тектонические напряжения, вызываемые движением Аравийской плиты на север и Африканской плиты на северо-восток.

2. Анализируя изменения коэффициента корреляции рядов данных записей кажущегося сопротивления на нашей сети станций, можно прогнозировать изменение сейсмической активности, связанной с тектоническими напряжениями.

Коэффициент корреляции между рядами анализируемых данных сети станций ИГ ДФИЦ РАН имеет четкий физический смысл, и его можно считать индикатором (индексом) состояния среды, не только района сети станций, но и всего Дагестана и Восточного Кавказа.

3. Всплеск сейсмической активности в районе Сулакского каскада ГЭС в 1999 году имеет техногенные причины.

Литература

1. Алиев И.А., Магомедов А.Г., Идармачев А.Ш. Анализ вариаций геофизических полей в Черноморско-Кавказско-Каспийском регионе в свете современных геодинамических движений // Геология и геофизика Юга России. 2013. №2. С. 3-10.

2. Алиев И.А., Черкашин В.И., Мусаев М.А., Некоторые закономерности распределения эпицентров сейсмических событий в Черноморско-Кавказско-Каспийском регионе // Материалы II Международной научно-практической конференции «Природные опасности: связь науки и практики». Саранск, 23-25 апреля 2015 г. С. 7-14.

3. Алиев И.А., Мусаев М.А. Особенности распределения эпицентров сейсмических событий в Черноморско-Кавказско-Каспийском регионе в свете современных геодинамических движений // Материалы десятой Международной Сейсмологической школы «Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных» Азербайджан 14-18 сентября 2015 г. С. 10-13.

4. Алиев И.А., Мусаев М.А. Анализ корреляционной связи между рядами вариаций кажущегося сопротивления горных пород полученных на сети станций ИГ ДНЦ РАН. Научный журнал «Геология и ресурсы Кавказа» Труды Института геологии ДНЦ РАН, №4 (75), 2018 С. 45-53.

5. Алиев И.А., Черкашин В.И., Мусаев М.А. Анализ сейсмической активности в районе Сулакского каскада ГЭС // Геология и геофизика Юга России. 2016. № 2. С. 5-13.

6. Булаева Н.М., Галаганов О.Н. Спутниковый мониторинг современных геодинамических движений на территории Дагестана // НТЖ Мониторинг. Наука и Технологии. 2010. № 1(2). С. 27-35.

7. Кадиров Ф.А., Кадыров А.Г. и др. Сейсмическое районирование южного склона Большого Кавказа по фрактальным особенностям землетрясений, напряженному состоянию и по данным GPS скоростей // Физика Земли. 2013. № 4. С. 111-119.

8. Левкович Р.А., Асманов О.А. Сейсмофокальная область «Дагестанский клин». «Сейсмичность и сейсмотектоника Восточного Предкавказья» // Труды Института геологии Даг.филиала АН СССР. Махачкала, 1985. Вып. 33. С. 5-18.

9. Общий каталог землетрясений на территории Дагестана до 2005 года. Махачкала: Эпоха, 2007. 394 с.

10. Kadirov Fakhraddin et al., 2008. Some new data on modern tectonic deformation and active faulting in Azerbaijan (according to Global Positioning System Measurements). Proceedings Azerbaijan National Academy of Sciences. The Sciences of Earth. №1 P. 82-88.

11. McClusky S. et al. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. Journal of Geophysical Research, 2000, 105, B3, P. 5695-5719.

12. Vernant Ph. et al. Present – day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. Geophysical Journal International, 2004, 157, P. 381-398.

УДК 550.34

О СОВРЕМЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ РЕСПУБЛИКИ СЕВЕРНАЯ ОСЕТИЯ-АЛАНИЯ ПО ДАННЫМ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ СОФ ФИЦ ЕГС РАН

Багаева С.С., Саяпина А.А., Горожанцев С.В.

СОФ ФИЦ ЕГС РАН, Владикавказ, Россия

На территории Республики Северная Осетия-Алания (РСО-А) инструментальные наблюдения, по которым осуществлялся контроль сейсмичности, начали проводиться с 1984 года, когда в Цейском ущелье у подножия горы Монах была установлена сейсмостанция «Цей». Эта станция находилась в подчинении Центральной опытно-методической экспедиции (ЦОМЭ), которая располагалась в г. Обнинске. В свою очередь, ЦОМЭ в г. Обнинске подчинялась Институту физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук (ИФЗ РАН) г. Москва [11].

В дальнейшем, в РСО-А появилась своя сеть сейсмологических наблюдений, организованная Северо-Осетинским филиалом Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук» (СОФ ФИЦ ЕГС РАН) с Региональным информационно-обрабатывающим центром (РИОЦ) в г. Владикавказе. В настоящее время сеть входит в состав Федеральной системы сейсмологических наблюдений (ФССН) и участвует в проведении круглосуточного непрерывного сейсмологического мониторинга РСО-А и прилегающих территорий Республики Ингушетия, Чеченской Республики, Кабардино-Балкарии, Ставропольского края, а также Южной Осетии и Грузии необходимого для выполнения фундаментальных, поисковых и прикладных научных исследований в области сейсмологии и геофизики, а также в целях улучшения состояния защищенности от угроз сейсмического характера инфраструктурных объектов, объектов жизнеобеспечения, что напрямую связано с повышением уровня безопасности жизни населения.

Сотрудники РИОЦ выполняют оперативную обработку сейсмологических данных на базе современных компьютеров и телекоммуникационных технологий, обеспечивают работу службы срочных донесений (ССД), направляют сведения в согласованном формате и объеме для МЧС и других заинтересованных организаций по территории Северной Осетии и Республики Ингушетия [1, 11].

Для определения основных параметров землетрясений в СОФ ФИЦ ЕГС РАН применяется стандартная методика станционной обработки цифровых записей, реализованная в программно-вычислительном комплексе WSG [6], позволяющая проводить различного вида цифровую фильтрацию для лучшего выделения вступлений сейсмических фаз на фоне шумов, что дает возможность проводить имитацию записей аналоговых приборов ВЭГИК и СКМ для реализации замеров максимальных амплитуд P и S волн. Эта процедура обеспечивает в результате корректное использование номограммы Т. Г. Раутиан [9, 10] для получения энергетического класса $К_р$. Для локации и получения параметров гипоцентров применяется программа hypo71 [3] и четыре скоростных разреза [4] для различных зон центральной ча-

сти Кавказского региона [5].

Для описания современной сейсмичности РСО-А будем опираться на временной интервал 2005-2018 гг. В результате проведенных инструментальных наблюдений за этот период на территории республики зарегистрировано 1656 сейсмических событий с $К_р$=2.8−10.2, представленных на рис. 1.

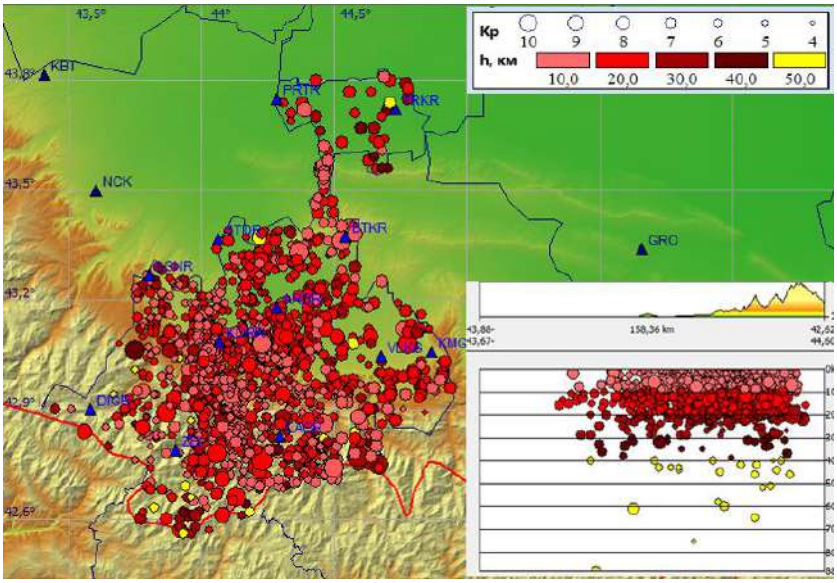


Рис. 1. Карта эпицентров зарегистрированных сейсмических событий различных энергетических классов и их распределение по глубинам

Из пространственного распределения эпицентров землетрясений видно, что основная их масса сконцентрирована в центральной и горной частях Северной Осетии вблизи или в пределах известных тектонических нарушений. Если условно территорию республики разделить в широтном направлении на три части, то основное количество очагов землетрясений приходится на среднюю и южную части.

Для рассматриваемой территории характерно залегание очагов в земной коре на глубинах до 25−30 км, и лишь 1,5 % зарегистрированных землетрясений имеют промежуточные глубины гипоцентров h=40−88 км.

Приведем некоторые особенности сейсмичности территории по годам.

В 2005 и 2006 годах зарегистрировано 65 и 113 землетрясений соответственно. Сейсмичность Северной Осетии имела рассеянный характер. Наиболее сильное землетрясение в 2005 г. произошло 25 июля в 01:35 по Гринвичу с $К_р$=9.1 и h=22 км, в 2-х километрах от селения Архон, Алагирского района. В 2006 году наиболее сильное землетрясение зафиксировано 18 февраля в 01:01 по Гринвичу в юго-восточной части близ поселка Балта с $К_р$=8.6, связанное с проявлением активности Владикавказского глубинного разлома. Другое землетрясение с $К_р$=8.1 зарегистрировано 13 декабря в 16:59 по Гринвичу недалеко от поселка Ахсау.

В 2007 г. сейсмическая активность увеличилась в количественном отношении по сравнению с предыдущими годами и распределилась в большей степени в центральной части республики. Наиболее значимые землетрясения произошли 27 августа в 09:03 по Гринвичу с $К_Р$=8.9 и 1 сентября в 11:36 по Гринвичу с $К_Р$=9.1.

В 2008 г. зарегистрировано 156 землетрясений с $К_Р$=4.1–10.2. В пределах территории республики слабая сейсмичность также имела в основном рассеянный характер. Вблизи Сунженского разлома в октябре зарегистрирован рой слабых землетрясений с $К_Р$=5.0–7.7. 31 октября 2008 г. за пять часов произошло более 20 землетрясений с глубинами очагов h=14–17 км. 11 мая в 10:57 по Гринвичу вблизи селения Хаталдон произошло ощутимое землетрясение с $К_Р$=10.2. С максимальной интенсивностью 4 балла землетрясение проявилось в селах Хаталдон и Суадаг. В населенных пунктах Нижний Бирагзанг, Алагир, Верхний Бирагзанг, Кадгарон, Кодахджин, Мичурино, Ардон и Кирово ощутимость землетрясения составила 3 балла.

В 2009 году зарегистрировано 117 землетрясений с $К_Р$=4.2–8.8, 104 из которых – слабые, с $К_Р \leq 6$. Самым заметным было землетрясение с $К_Р$=8.8 12 мая в 19:22 по Гринвичу с эпицентром в 7 км к северо-востоку от Беслана.

В 2010 году зарегистрировано 135 землетрясений с $К_Р$=4.6–9.2. Самым заметным было землетрясение с $К_Р$=9.2, 20 августа в 19:45 по Гринвичу с эпицентром в 5 км к югу от с. Эльхотово. В рассматриваемый период слабая сейсмичность группировалась как в отдельных кластерах, так и имела рассеянный характер.

В 2011 году зарегистрировано 181 землетрясение с $К_Р$=3.1–8.5. Сейсмическая активность увеличилась количественно в сравнении с предыдущими годами, в основном за счет 144 слабых с $К_Р \leq 6$ сейсмических событий. Самым заметным с $К_Р$=8.5 было землетрясение 26 декабря в 23:09 по Гринвичу с эпицентром в северной части Алагира. В горных районах республики образовывались малочисленные и короткие по времени формирования рои землетрясений с $К_Р$=5.0–7.3. Они проявились: с 26 июня по 18 июля в 15 км к северу от Кармадонского ущелья, 11–12 ноября в 5 км к востоку от Мизура и 15 ноября в районе с. Тарского.

В 2012 году зарегистрировано 95 землетрясений с $К_Р$=3.8–7.9. С 4 декабря по 6 декабря образовался короткий по времени рой из 11 землетрясений с $К_Р$=5.0–6.5 в Осетинской впадине Терско-Каспийского прогиба в пределах речной долины Ардона.

Сейсмичность 2013−2014 гг. находилась приблизительно на одном уровне в пределах $К_Р \leq 9$ и значительно, почти вдвое, сократилась количественно в сравнении с 2011 г. В рассматриваемый период слабая сейсмичность группировалась как в отдельных кластерах, так и имела рассеянный характер.

В 2015 году зарегистрировано 100 сейсмических событий. Впервые после 2008 года зафиксированы 2 землетрясения с $К_Р$=10, произошедшие в Алагирском районе 28 февраля в 14:39 и 31 октября в 09:15 по Гринвичу. Также зафиксированы 3 землетрясения $К_Р$=9, одно из которых ощущалось жителями Дигорского района 31 декабря в 17:50 по Гринвичу. В селении Карман-Синдзикау расчетная интенсивность составила 4 балла [2].

С 2016 года сейсмичность территории Северной Осетии стала количественно возрастать по отношению к предшествующим годам. Из 135 землетрясений с $К_Р$=4.5−6.9 более 100 были слабыми − с $К_Р \leq 6$. Наиболее значимое землетрясение с $К_Р$=6.9 произошло 30 декабря в 13:13 по Гринвичу в 5 км восточнее с. Мизур.

В 2017 году зарегистрировано 123 землетрясения с $К_р$=3.6−9.4. Наиболее сильное землетрясение с $К_р$=9.4 произошло 17 сентября в 05:38 по Гринвичу в 8 км западнее с. Верхний Згид.

В 2018 году зарегистрировано 116 землетрясений с $К_р$=4.3−9.4.

На территории Кировского района вблизи селения Заманкул 12 апреля в 07:24 произошло ощутимое землетрясение $К_р$=8.9 на глубине h=6 км и приурочено к Сунженскому разлому. С максимальной интенсивностью 3−4 балла землетрясение проявилось в селах Заманкул, Раздзог и Цалык. В селениях Дарг-Кох и Брут ощутимость землетрясения составила 2 балла. 8 декабря в 19:00 по Гринвичу в Алагирском районе произошло еще одно ощутимое землетрясение $К_р$=9.4 по Гринвичу с координатами эпицентра φ=43.08°N, λ=44.23°E на глубине h=8 км. В населённых пунктах Црау, Алагир, Дигора, Ардон землетрясение проявилось интенсивностью 3 балла. В селениях Цаликово и Ногкау ощутимость составила 2 балла [3].

В таблице 1 приведено распределение землетрясений по годам и энергетическим классам, из которой видно, что периодичность проявления землетрясений различна, за 14 лет количество зарегистрированных землетрясений указанных энергий по годам изменялось от 64 в 2005 году до 181 − в 2011 году.

Таблица 1

Распределение землетрясений на территории РСО-Алании по годам и энергетическим классам

Год	Количество землетрясений по энергетическим классам							Итого
	4	5	6	7	8	9	10	
2005	0	0	35	22	5	2	1	65
2006	8	68	24	10	3	0	0	113
2007	25	81	39	18	0	2	0	165
2008	8	53	51	22	0	1	1	136
2009	2	61	34	19	1	0	0	117
2010	0	72	50	9	4	0	0	135
2011	2	100	56	18	5	0	0	181
2012	13	36	35	6	5	0	0	95
2013	6	22	44	12	4	1	0	89
2014	4	31	33	10	7	1	0	86
2015	9	28	37	17	4	3	2	100
2016	8	48	45	24	7	2	1	135
2017	24	42	35	15	4	3	0	123
2018	3	44	26	32	5	6	0	116
Итого	112	686	544	234	54	21	5	1656

Какой-либо четкой закономерности в их проявлении за этот период не отмечается. Как видно из рис. 2, представительными для Северной Осетии являются землетрясения $К_р$=5.

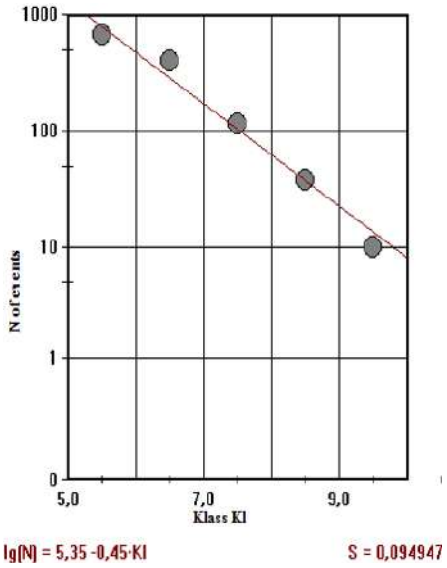


Рис. 2. График повторяемости землетрясений РСО-Алании за период 2005–2018 гг.

Наклон графика повторяемости в диапазоне энергетических классов $K_р$=5–10 имеет низкое значение γ=–0.45 в среднем по Кавказу, что говорит о дефиците сильных землетрясений.

Суммарная выделившаяся сейсмическая энергия за 2005−2018 гг. составила $\Sigma E=43.17\cdot10^9$ Дж. Распределение зарегистрированных землетрясений и выделившейся энергии по годам показано на рис. 3.

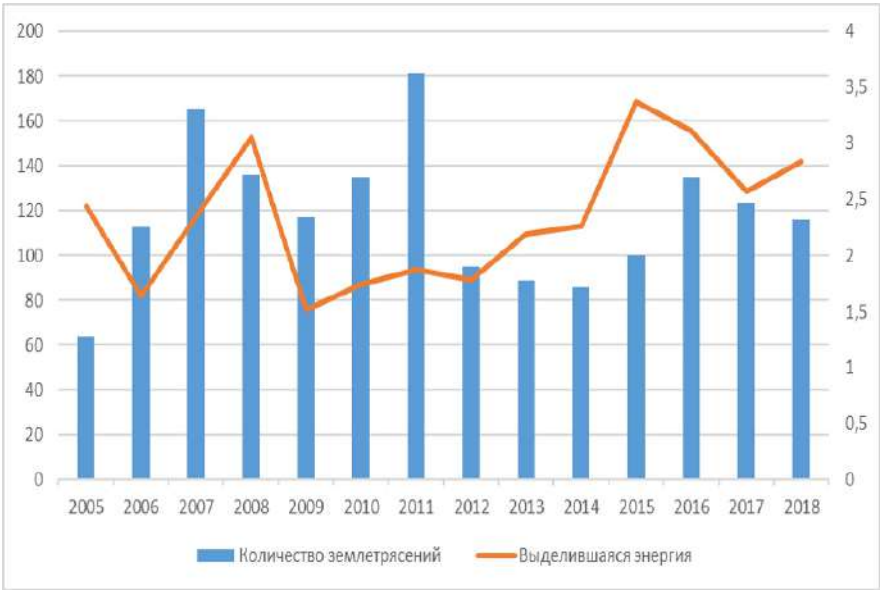


Рис. 3. Распределение числа землетрясений и выделившейся энергии по годам

Проведенные исследования и анализ их результатов за период 2005−2018 гг. позволяют говорить о характере современной сейсмичности как территориально рассеянной и относительно энергетически слабой, малоощутимой, связанной с практически регулярным высвобождением сейсмической энергии при разгрузке напряжений, в основном, в коровой толще пород на территории РСО-Алании. Согласно современным возможностям сети наблюдений отмечается, что в горной части Северной Осетии достаточно уверенно регистрируются землетрясения с Кр≥4 [8]. В большей части республики, за исключением Моздокской равнины, с Кр≥5, а начиная с Кр≥6 регистрация сейсмических событий на всей территории РСО-А осуществляется практически без пропусков.

Литература

1. Багаева С.С., Саяпина А.А., Дмитриева И.Ю., Горожанцев С.В., Гричуха К.В. О распределении гипоцентров землетрясений в очаговых зонах центральной части Северного Кавказа в 2018 году по данным СОФ ФИЦ ЕГС РАН // Вестник Пермского университета. Геология. 2019. Т. 18, № 3. С. 231-236.

2. Багаева С.С., Саяпина А.А., Дмитриева И.Ю., Кулова А.А. Сейсмичность Республики Северная Осетия – Алания в 2006–2015 гг. // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы XI Международной сейсмологической школы / Отв. ред. А.А. Маловичко. Обнинск: ГС РАН, 2016. С. 46-48.

3. Багаева С.С., Саяпина А.А., Горожанцев С.В. Макросейсмические проявления Заманкульского землетрясения 12 апреля 2018 г. // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы XIII Международной сейсмологической школы / Отв. ред. А.А. Маловичко. Обнинск: ГС РАН, 2018. С. 39-42.

4. Габсатарова И.П. Исследование пространственно-временных особенностей сейсмичности на Северном Кавказе: Дисс. ... канд. ф.-м. наук. М.: ИФЗ РАН, 2011. 178 с.

5. Габсатарова И.П., Селиванова Е.А., Головкова Л.В. Северный Кавказ // Землетрясения Северной Евразии, 2008 год. Обнинск: ГС РАН, 2014. С. 95-110.

6. Красилов С.А., Коломиец М.В., Акимов А.П. Организация процесса обработки цифровых сейсмических данных с использованием программного комплекса WSG // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Международной сейсмологической школы, посвященной 100-летию открытия сейсмических станций «Пулково» и «Екатеринбург». Петергоф, 2–6 октября 2006 г. Обнинск: ГС РАН, 2006. С. 77-83.

7. Lee W.H.K. and Valdes C.M. HYP071PC: A personal computer version of the HYPO71 earthquake location program // U.S. Geological Survey Open File Report 85–749. 1985. 43 p.

8. Погода Э.В., Багаева С.С., Саяпина А.А. Регистрационные возможности сети сейсмологических наблюдений Северо-Осетинского филиала ГС РАН. // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы VIII Международной сейсмологической школы / Отв. ред. А.А. Маловичко. Обнинск: ГС РАН, 2013. С. 266-269.

9. Раутиан Т.Г. Энергия землетрясений // Методы детального изучения сейсмичности. (Труды ИФЗ АН СССР). М.: ИФЗ АН СССР, 1960. № 9 (176). С. 75–114.

10. Раутиан Т.Г. Об определении энергии землетрясений на расстоянии до 3000 км // Экспериментальная сейсмика. (Труды ИФЗ АН СССР). М.: Наука, 1964. № 32 (199). С. 88-93.

11. Саяпина А.А., Багаева С.С., Горожанцев С.В. Краткая история создания и этапы развития сейсмологической службы в Республике Северная Осетия-Алания (к 80-летию Э.В. Погоды и 20-летию образования СОФ ФИЦ ЕГС РАН) // Вестник Владикавказского научного центра.Владикавказ: ВНЦ РАН, 2019. Т. 19, № 2. С. 56-64.

УДК 550.34.062: 550.34.063

СИСТЕМА РАННЕГО ОПОВЕЩЕНИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В УСЛОВИЯХ ГОРНО-СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Малышков С.Ю.[1], Гордеев В.Ф.[1], Крутиков В.А.[1], Задериголова М.М.[2]

[1]ИМКЭС СО РАН, Томск, Россия

[2]ООО «ГЕОТЭК», Москва, Россия

В **Институте мониторинга климатических и экологических систем** Сибирского отделения Российской академии наук (ИМКЭС СО РАН) разрабатываются технологии мониторинга естественного импульсного электромагнитного поля Земли (ЕИЭМПЗ) с целью использования данного явления для прогноза землетрясений, гипотеза была высказана в Томском политехническом университете [1].

В настоящее время успешно используются многоканальные геофизические регистраторы типа «МГР», принцип работы которых основан на регистрации интенсивности импульсного потока ЕИЭМПЗ в диапазоне ОНЧ, в автоматизированных системах контроля устойчивости оползневых склонов на трассах магистральных газопроводов ПАО «Газпром» от Кавказа до Камчатки. Одна из таких систем расположена на трассе магистрального газопровода «Дзауликау – Цхинвал» в районе ГРС-Мизур [6, 2].

В данной работе предложена методика прогноза землетрясений, не только по параметрам временных вариаций интенсивности импульсного потока ЕИЭМПЗ, а с возможностью оценки азимута предстоящего события.

Метод прогноза землетрясений, описанный в патенте № 2238575 «Способ прогноза землетрясений» [4], может быть улучшен за счет анализа новых прогностических признаков, а именно, оценки азимута источника электромагнитного сигнала, принимаемого взаимно перпендикулярными ферритовыми антеннами, имеющими преимущественное направление приема.

08 декабря 2018 года в 19 часов 00 мин. 56 сек. по Гринвичу (22 часа 00 мин. 56 сек московского времени) произошло землетрясение в районе Алагира на расстоянии 35 км от реперной (вариационной) станции ГРС-Мизур, магнитудой 3,8, на глубине 10 км.

На рисунке 1. представлены зависимости интенсивности сигнала по направлению Север – Юг (NS) и Запад – Восток (WE), линия (D) – момент землетрясения с параметрами (m – магнитуда, gl – глубина, L – расстояние до эпицентра). Из графиков видно, что в конце дня 07 декабря суточный ход стал искажаться и полностью исчез 08 декабря, при этом длительность предвестника составила 24 часа. Используя материалы патента на изобретение № 2238575 «Способ прогноза землетрясений», рассчитаны значения энергии данного землетрясения по формуле:

$K = 1.53 + 6.8\log(\Delta t)$, где

Δt – длительность предвестника в часах;

K – энергетический класс.

Расчет показал, что энергетический класс землетрясения составил 10,9 и это соответствует магнитуде 3,8. Следует отметить, что землетрясения такого класса, даже неглубокие, как в нашем случае, 10 км, не являются разрушительными и ощущаются слабо. Значимыми считаются сейсмические события магнитудой более 5 (13 класса), с возможными последствиями.

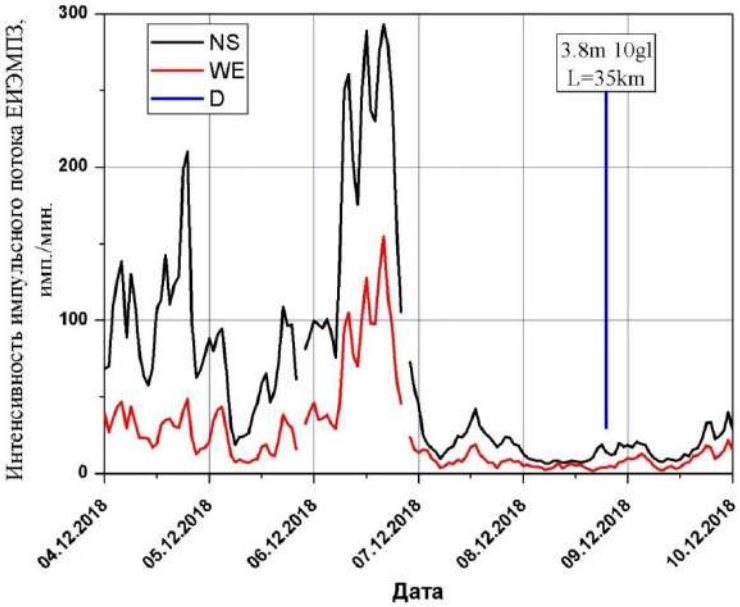


Рис. 1. Зависимость интенсивности импульсного потока ЕИЭМПЗ в районе ГРС-Мизур

Используя стандартную формулу определения азимута приема сигнала с двух взаимно перпендикулярных ферритовых антенн, что используется в многоканальных геофизических регистраторах «МГР-01», можно вычислить угол вектора прихода сигнала:

$$\alpha = \sin^{-1}\left(Nh2/\sqrt{Nh1^2 + Nh2^2}\right),$$

где $Nh1$ и $Nh2$ – интенсивность сигнала по каналу Север – Юг и Запад – Восток, соответственно.

Рассмотрим некоторые особенности работы регистраторов «МГР-01» при определении азимута принимаемых сигналов. На рисунке 2. представлена схема определения азимута принимаемого сигнала регистратором «МГР-01».

Для определения азимута необходимо знать не только абсолютные значения сигналов, но и их знак. Следует отметить, что регистратор «МГР-01» имеет пороговую систему только положительного значения [4], т.е. расчет азимута может меняться только в пределах от 0 до 90 градусов, а место положения источника сигналов будет иметь 4 мнимых точки, как это показано на рис. 2.

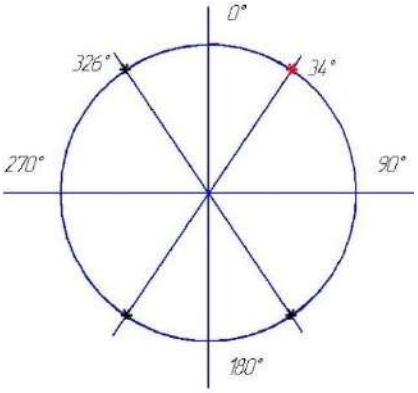


Рис. 2. Определение азимута принимаемого сигнала по двум взаимно перпендикулярным ферритовым антеннам регистратора «МГР-01»

На рисунке 2 отмечены 4 точки возможного решения задачи определения азимута на источник излучения. Полярный угол одной из них (звездочки красного цвета) совпадает с направлением на эпицентр землетрясения и азимут составляет 34 градуса. Задача однозначного определения координат эпицентра готовящегося землетрясения может быть решена при наличии сети разнесенных в пространстве регистраторов ЕИЭМПЗ в случае, если это событие готовится внутри территории, охваченной сетью.

На рисунке 3 приведен космоснимок с отметками местоположения ГРС-Мизур и эпицентра землетрясения 8 декабря в районе Алагира, на котором видно, что до эпицентра от регистратора расстояние составило 36 км, с азимутом 36° и это совпадает с нашими расчетами 34°.

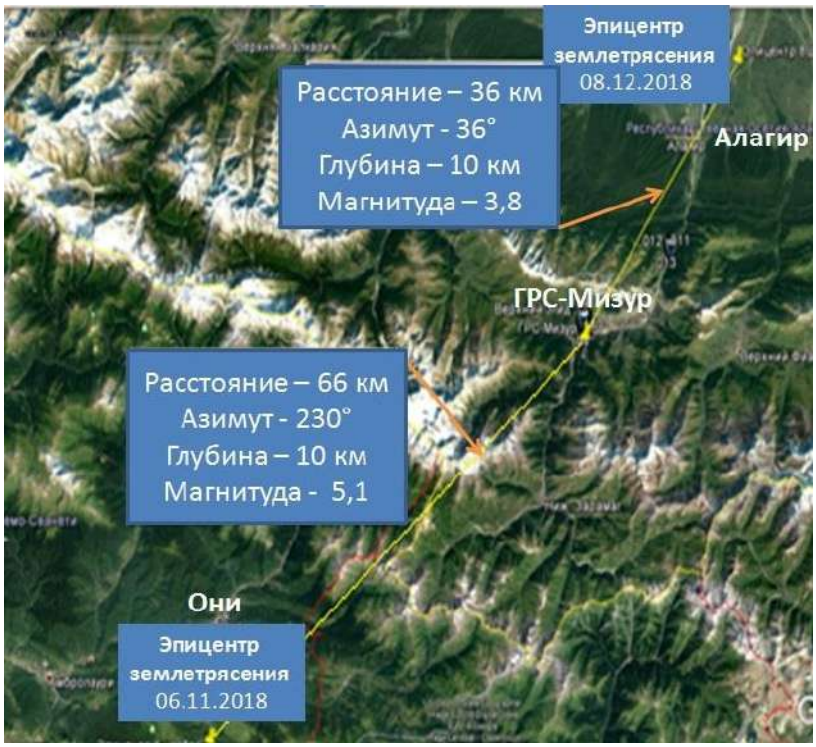


Рис. 3. Космический снимок с отметками эпицентров землетрясений 06 ноября и 08 декабря 2018 года

На рисунке 4. представлен результат расчета азимута сигналов с 04 по 10 декабря 2018 года (azim) и красная линия (H) – момент землетрясения. На графике выделен период (а), когда проявлялась аномалия в интенсивности импульсного потока ЕИЭМПЗ. Значение азимута в данной области составляло в среднем 34 градуса и на рис. 2 эта точка обозначена звездочкой красного цвета.

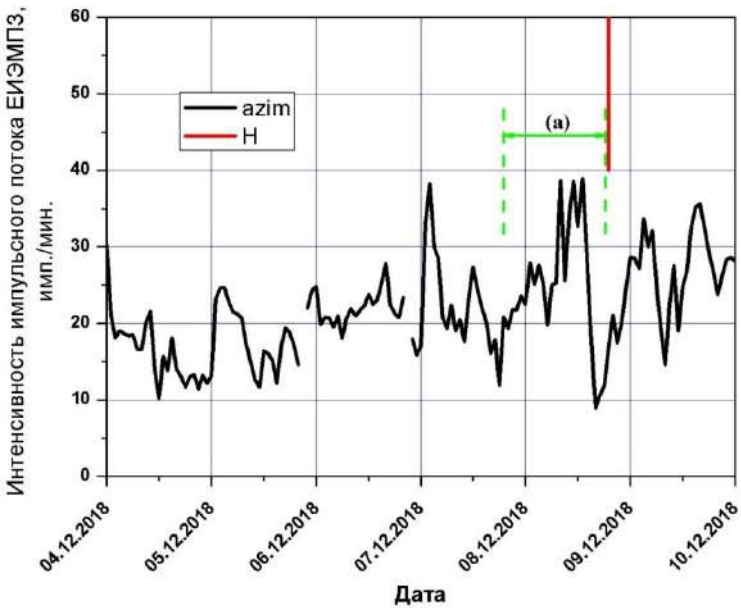


Рис. 4. Расчет азимута источника излучения по результатам анализа временных вариаций ЕИЭМПЗ системой АСК-ГП в районе ГРС-Мизур

Из материалов патента на изобретение № 2238575 «Способ прогноза землетрясений» следует, что предвестники землетрясений по параметрам ЕИЭМПЗ могут проявляться на расстоянии до 200 км от эпицентра, класс которых превышает 10 (магнитуда 3,5).

Проведем статистический анализ сейсмических событий в районе ГРС – Мизур за ноябрь 2018 года, при этом отметим все землетрясения за этот период на расстоянии 200 км и магнитудой выше 3,5.

По каталогам землетрясений за выбранный период наблюдения произошло 10 землетрясений магнитудами от 3,4 до 5,1 на расстоянии до 200 км. Практически всем событиям предшествовали предвестники во временных вариациях интенсивности импульсного потока ЕИЭМПЗ, но энергия 9-ти землетрясений незначительна, за исключением события, которое произошло 6 ноября 2018 года.

Приведем результаты мониторинга ЕИЭМПЗ с 26 октября по 7 ноября 2018 года (рис. 5) из которого видно, что предвестник в виде искажения суточного хода и снижение интенсивности началось 31 октября и продолжалось до 3 ноября, что свидетельствовало о приближении сильного землетрясения 15 класса (магнитудой 6,8).

Согласно формуле патента на изобретение № 2238575 4 ноября следовало предупредить о готовящемся землетрясении в ближайшие 2 суток.

На рисунке 5. отчетливо проявляется повышение интенсивности ЕИЭМПЗ 4 и 5 ноября до фоновых значений и восстановление суточного хода, что можно, по-видимому, объяснить пластической деформацией в эпицентре готовящегося землетрясения, и это привело к уменьшению запасенной энергии. Поэтому в ночь на 6 ноября произошло землетрясение с магнитудой, несколько меньшей расчетной и составившей 5,1 на глубине 10 км на расстоянии 66 км от места регистрации (рис. 3.).

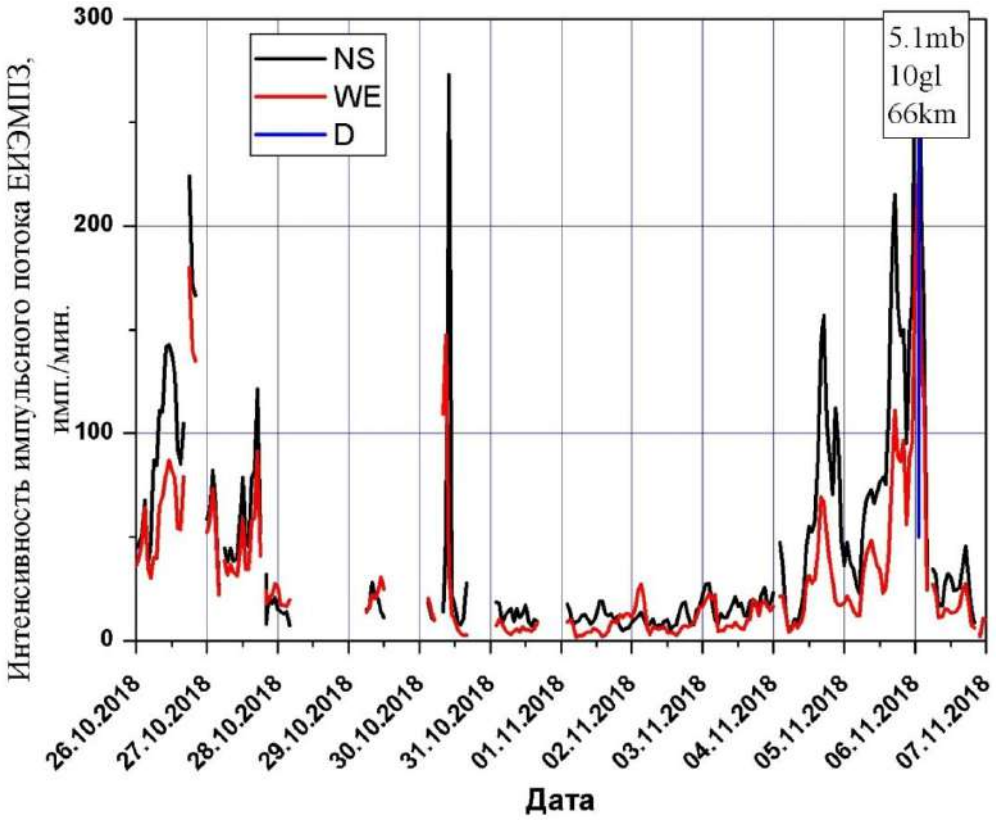


Рис. 5. Зависимость интенсивности импульсного потока ЕИЭМПЗ с 26 октября по 07 ноября 2018 года в районе ГРС – Мизур

Расчетное значение азимута в момент проявления предвестника по интенсивности импульсного потока ЕИЭМПЗ составило 48 (228) градусов. На рисунке 6. эта точка обозначена звездочкой красного цвета.

На рисунке 6 отмечены 4 точки возможного решения задачи определения азимута на источник излучения. Полярный угол одной из них (звездочки красного цвета) совпадает с направлением на эпицентр землетрясения, азимут которого составил 228 градусов.

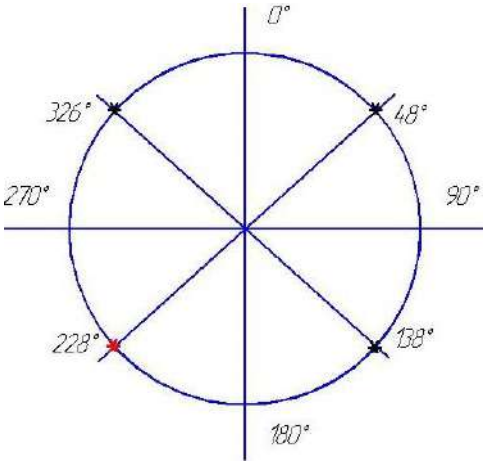


Рис. 6. Определение азимута принимаемого сигнала по двум взаимно перпендикулярным ферритовым антеннам

На рисунке 3. приведен космоснимок с отметками местоположения ГРС-Мизур и эпицентра землетрясения 6 ноября в районе населенного пункта Они (Грузия), на котором видно, что до эпицентра от регистратора расстояние составило 66 км, с азимутом 230° и это совпадает с нашими расчетами 228°.

Выводы

1. Экспериментально подтверждена достоверность формулы изобретения, описанная в патенте РФ № 2238575, выданного 20.10.2004, Бюлл. № 29.

2. Предложен новый критерий в параметрах временных вариаций естественного импульсного электромагнитного поля Земли для прогноза сейсмических событий в виде определения азимута принимаемого сигнала. Используя стандартную формулу определения азимута приема сигнала с двух взаимно перпендикулярных ферритовых антенн, можно вычислить угол вектора прихода сигнала.

3. Координаты источника сигналов ЕИЭМПЗ определяются методом триангуляции, а это свидетельствует о возникновении геодинамических процессов в данном районе.

4. Определение координат эпицентра готовящегося землетрясения может быть использовано при наличии сети разнесенных в пространстве регистраторов ЕИЭМПЗ в случае, если это событие готовится внутри территории, охваченной сетью.

Авторы статьи выражают благодарность Шталину С.Г., Поливачу В.И. за разработку и создание оригинального аппаратно – программного многоканального геофизического регистратора «МГР-01», Капустину С.А. и Кабанову М.М. за обсуждение результатов исследований и разработку Интернет портала автоматизированной системы контроля горных пород (АСК-ГП) [5].

Исследование было выполнено в рамках госбюджетной темы № АААА-А17-117013050036-3 и при финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-47-700005р_а.

Литература

1. Воробьев А.А. К вопросу об инициировании землетрясений подземными грозовыми явлениями // Электрофизическая аппаратура и электрическая изоляция». М.: Энергия, 1970. 494 с.

2. Гордеев В.Ф., Малышков Ю.П., Шталин С.Г., Малышков С.Ю., Поливач В.И., Задериголова М.М. Мониторинг напряженно-деформированного состояния оползневого склона по параметрам радиошумов системой АСК-ГП // Конгресс «Гео-Сибирь-2010». Том 1,ч.2. С. 8-12.

3. Малышков Ю.П., Джумабаев К.Б., Малышков С.Ю., Гордеев В.Ф., Шталин С.Г., Масальский О.К. Способ прогноза землетрясений. Патент РФ № 2238575, выдан 20.10.2004, Бюлл. № 29.

4. Шталин С.Г., Гордеев В.Ф., Малышков и др. Регистратор импульсных электромагнитных полей для мониторинга геодинамических процессов и геофизической разведки // Датчики и системы. 2012. №4. С. 32-37.

5. Gordeev, V.F., Kabanov, M.M., Kapustin, S.N. Algorithm and Software for Landslide Slopes Stability Estimation with Online Very Low Frequency Monitoring // 2017. IOP Conference Series: Materials Science and Engineering, 189(1), 012015.

6. Yury P. Malyshkov, Sergey Yu. Malyshkov, Vasily F. Gordeev, Sergey G. Shtalin, Vitaly I. Polivach, Vladimir A. Krutikov, Michail M. Zaderigolova. Electromagnetic Fields: Principles, Engineering Applications and Biophysical Effects Earth's Natural Electromagnetic Noises in a Very-Low Frequency Band. Editors Myung-Hee Kwang and Sang-Ook Yoon (New York: Nova Science Publishers). 2013, P. 1-86.

УДК 552.543+550.372

ТЕМПЕРАТУРНАЯ ЗАВИСИМОСТЬ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ДОЛОМИТОВ

Гусейнов А.А.[1], Юсупов А.Р.[2]

[1]ИПГ ДНЦ РАН, Махачкала, Россия

[2]ИГ ДНЦ РАН, Махачкала, Россия

Карбонатные породы составляют около 20% от всех осадочных образований земной коры. Интерес к всестороннему изучению карбонатных пород обусловлен в значительной степени тем, что огромные нефтяные залежи открыты именно в породах этого типа [6], также известняки привлекают внимание исследователей в силу их широкого научного и практического применения. Кроме этого, необходимо отметить, что осадочные породы определяют формирование потоков гидротермальных флюидов в земной коре, а вопросы глубинной геодинамики, обусловленные нахождением карбонатов в областях литосферной мантии [11], также являются стимулом к исследованию этих материалов.

Исследование электрических свойств минералов и горных пород при высоких температурах является важной задачей, так как электрические методы исследования при решении фундаментальных и прикладных задач широко применяются в науках о Земле. Сведения об электрических свойствах осадочных горных пород крайне важны для развития методов прогнозирования сейсмических проявлений в тектонически-активных областях земной коры [9] и при изучении электрокинетических эффектов в приповерхностных слоях Земли [3]. Также эти сведения необходимы для интерпретации данных разведочной и промысловой геофизики. Тем не менее, исследования электрических свойств карбонатных пород весьма ограничены.

Нижнемеловые отложения территории Дагестана интересны тем, что в них содержатся крупные месторождения карбонатов. В данной работе приведены результаты исследования электрических свойств доломитов в условиях температурного воздействия. Горная порода доломитов содержит главным образом более 50% одноименного минерала доломита, который является природным карбонатом кальция и магния – $CaMg(CO_3)_2$.

Исследовано 7 образцов доломита из месторождения Зирани, содержание CaO в них лежит в интервале 25,9 – 30,6%, а MgO в интервале 15,7–21,0%, наблюдается незначительная примесь Fe_2O_3 и Al_2O_3.

Электропроводность образцов пород измерялась на постоянном токе, установка и методика исследования аналогичны использованным нами в работе [4]. Подготовка образцов для исследования электропроводности предполагала распиловку куска породы на пластины с последующей шлифовкой для получения плоскопараллельных поверхностей при толщине образца около 6 мм, из которых вырезались диски диаметром 15 мм. Изготовленный образец помещался в измерительную ячейку, расположенную в камере из кварцевого стекла, в которой создавался вакуум порядка 0,10 Па, что предотвращало окисление образца и блока электродов, а также устраняло главную причину поверхностной проводимости – наличие влаги. Электросопротивление измерялось тераомметром Е6-13А и высокоомным мостом

Р-4053 с погрешностью, не превышающей 3%. Нагрев образца в интервале 100−1000°С осуществлялся посредством трубчатой электропечи с бифилярной намоткой нагревателя, температура измерялась термопарой хромель-алюмель. Для получения надежных, воспроизводимых результатов измерения производились при стабилизированной в течение 5−10 мин. температуре образца. Для устранения влияния поляризационных эффектов электропроводность исследуемых минералов определялась по двум значениям, полученным при прохождении тока в двух взаимно противоположных направлениях. Практика лабораторных исследований электропроводности показывает, что высоковольтная поляризация минерального вещества при температурах выше 300°С, как правило, не наблюдается, и поэтому при измерениях получают реальные величины сопротивления [7]. Для проверки возможного прорастания материала электродов внутрь объема образца при высоких температурах были проведены измерения электропроводности одного и того же образца минерала при нескольких циклах нагрев – охлаждение. При этих измерениях увеличения электропроводности, свидетельствующего об отмеченном прорастании, не наблюдалось.

Наличие контроля за вакуумом в измерительной камере позволяло следить за выходом газовых компонентов при разложении карбоната в процессе нагревания породы.

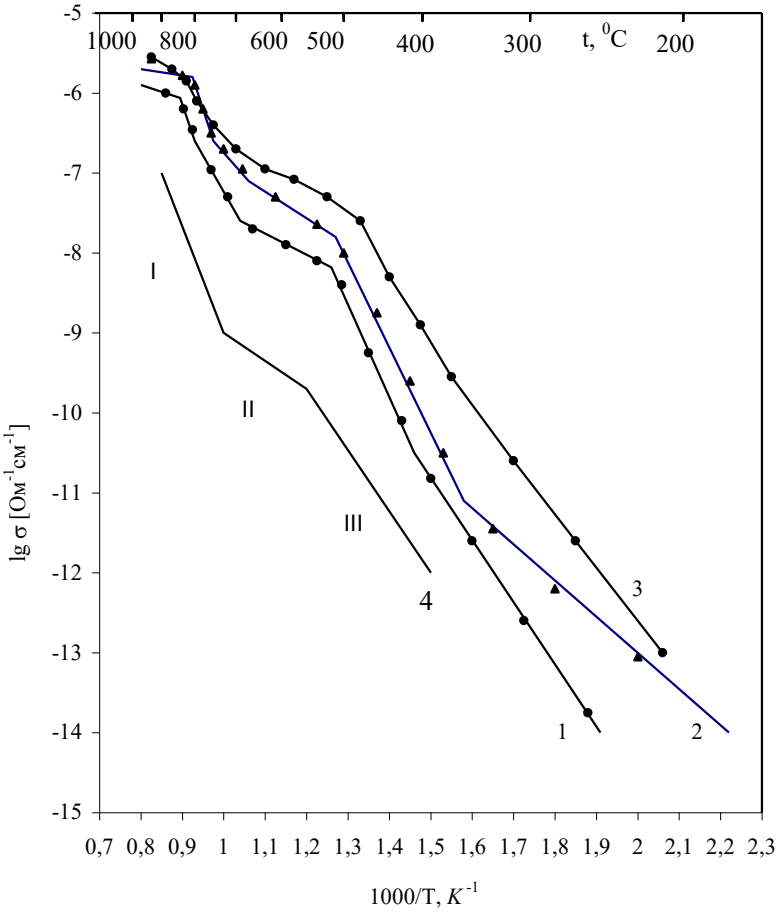


Рис. 1. Зависимость удельной электропроводности доломитов от температуры 1,2,3 – номера образцов, 4 – общая схема ионной проводимости кристаллов

Результаты исследования удельной электропроводности σ для трех образцов доломита в зависимости от абсолютной температуры T в интервале 200 − 1000°C представлены на рис. 1 в виде функций $\lg \sigma = f(1/T)$. Как видно из полученных результатов, графики $\lg \sigma = f(1/T)$ представляют собой семейство прямых, проявляющих изломы при характерных температурах, то есть наблюдается спектр значений энергии активации электропроводности. Прямолинейный характер зависимостей $\lg \sigma = f(1/T)$ на каждом из температурных участков свидетельствует о выполнении экспоненциального закона зависимости удельной электропроводности σ от температуры T

$$\sigma = \sigma_0 \exp(-E_0 / kT), \quad (1)$$

где σ_0 – предэкспоненциальный множитель, E_0 – энергия активации электропроводности, k – постоянная Больцмана, T – абсолютная температура. Для каждого из прямолинейных участков зависимостей $\lg \sigma = f(1/T)$ определены кинетические параметры E_0 и σ_0.

Как видно из рисунка 1, для всех исследованных образцов доломита прослеживаются общие закономерности в изменении зависимости $\lg \sigma = f(1/T)$, а именно наличие трех основных температурных областей I, II и III, характерных для ионной проводимости кристаллов. Области III и II в общем составляют различные стадии примесной проводимости, а I – это область собственной проводимости. Как видно, наблюдается симбатный ход наших экспериментальных зависимостей и линии 4. Подробный анализ механизмов проводимости для этих областей I, II и III будет проведён ниже. Впервые такой вид температурной зависимости электропроводности для силикатных минералов нами был установлен в работе [4].

Проанализируем изменение зависимости $\lg \sigma = f(1/T)$ на примере образца доломита последовательно по мере повышения температуры. В низкотемпературной области III до температуры порядка 440°C наблюдается участок с энергией активации E_0 = 1,70 эВ, далее следует излом, после которого следует участок электропроводности с E_0 = 2,38 эВ. Каждый такой излом на графике означает изменение энергетики кристалла, что сопровождается определенными изменениями в механизме ионной проводимости. Относительно природы отмеченного излома на графике проводимости в области 400°C можно сделать заключение из сравнения с данными термического исследования доломитов. В работе [1] установлено, что при термоанализе доломита заметная убыль массы наблюдается при 400°C, что связано, по всей вероятности, с началом отделения начальных компонентов CO_2 и начальным этапом структурной перестройки кристаллической решетки.

Далее на линии проводимости начиная с 520°C следует участок II с минимальным значением энергии активации 0,55 эВ, природа проявления которого будет рассмотрена ниже. При дальнейшем возрастании температуры после 690°C в области I наблюдается участок с возрастанием энергии активации до значения 1,82 эВ, затем после излома при температуре 790°C следует участок с максимальным значением E_0 = 2,55 эВ. При достижении температуры 838°C следует завершающий пологий участок, где резко падает рост проводимости.

Сравнительный анализ полученных нами результатов с данными по термодинамике и кинетике изучения процесса термической диссоциации доломита позволяет сделать следующие заключения. Одна из моделей диссоциации доломита предполагает протекание диссоциации в две стадии [1, 5, 12-14]:

$$CaMg(CO_3)_2 \rightarrow CaCO_3 + MgO + CO_2 \rightarrow CaO + MgO + CO_2.$$

Первая стадия при температуре около 800°С соответствует разложению магнезитовой компоненты $MgCO_3$, вторая при температуре около 840°С – разложению кальцита $CaCO_3$. Очевидно, что температуры изломов на графике проводимости при 790°С и 838°С с достаточной точностью соответствуют температурам двухстадийного разложения доломита. Ясно, что эти процессы диссоциации в доломите взаимосвязаны с изменением в механизме ионной проводимости, что проявляется как изменение энергии активации при указанных температурах.

Отмечая, что вопрос о механизмах диссоциации доломита является дискуссионным [1], полученный нами результат является дополнительной аргументацией в ползу двухстадийного процесса.

Как отмечалось выше, для всех исследованных образцов доломита прослеживаются общие закономерности в изменении зависимости $\lg \sigma = f(1/T)$, а именно наличие трех основных температурных областей I, II и III, характерных для ионной проводимости кристаллов. Линия 4 на рисунке 1 представляет схематическую зависимость такой проводимости [2], которая соответствует общему ходу изменения электропроводности доломитов с температурой (рис.1). Такая картина зависимости электропроводности от абсолютной температуры характерна для кристаллов с ионным механизмом проводимости [2]. Впервые такой вид температурной зависимости электропроводности для силикатных минералов нами был установлен в работе [4]. Проанализируем данный вопрос на примере образца 3.

В области I собственный механизм электропроводности осуществляется за счет носителей зарядов – вакантных позиций в кристаллической решетке минералов, возникающих за счет температурного воздействия, и описывается выражением

$$\sigma = \sigma_0 \exp(-(E_{дв} + E_{обр}/2)/ kT) = \sigma_0 \exp(-E_{01}/ kT). \quad (2)$$

Энергия активации ионной проводимости в этом случае складывается из энергии образования вакансии $E_{обр}$ и энергии её движения $E_{дв}$, при этом множитель 1/2 учитывает, что в процессе электропроводности участвуют практически только катионные вакансии, т. е. рассматривается энергия образования половины дефекта Шоттки [2]. Для этой области характерны максимальные значения энергии активации. Например, для образца 3 на рис. 1 энергия активации собственной проводимости составляет величину 2,550 эВ, что характерно для ионной проводимости кристаллов.

При более низких температурах, соответствующих области II, выполняется примесный механизм проводимости, в электропроводности участвуют вакансии, изначально существующие в кристалле и обусловленные главным образом примесными эффектами, когда образование вакантных позиций в кристаллической решётке обусловлено механизмом сохранения электронейтральности кристалла при изоморфных иновалентных замещениях, т.е. концентрация носителей определяется лишь содержанием примеси и не зависит от температуры [2]. В этом случае электропроводность описывается выражением

$$\sigma = \sigma_0 \exp(-E_{дв}/ kT) = \sigma_0 \exp(-E_{02}/ kT), \quad (3)$$

где энергия активации $E_{дв}$ составляет величину, необходимую только для перемещения

вакансии. Полученное в данном исследовании значение $E_{дв}$, в среднем 0.50 эВ, является характерной величиной для ионной проводимости кристаллов [2].

В области примесной проводимости III, отмеченные выше вакансии вследствие кулоновского притяжения образуют ассоциированные комплексы с иновалентными примесными ионами в кристаллической решётке с ионным характером межатомных связей. В этом случае для обеспечения движения вакансии по кристаллу необходимо оторвать её от взаимодействующей примеси, т.е. затратить дополнительную энергию, равную энергии ассоциации комплекса $E_{асс}$. Согласно [2], зависимость ионной электропроводности от температуры в этом случае имеет вид

$$\sigma = \sigma_0 \exp(-(E_{дв} + E_{асс}/2)/ kT) = \sigma_0 \exp(-E_{03} / kT) \quad (4)$$

Таким образом, для исследованных доломитов выявляется общая закономерность изменения удельной электропроводности с температурой, определяемая фундаментальным проявлением взаимодействия элементарных дефектов в кристаллической решетке минералов в виде ассоциированных комплексов. Необходимо отметить, что эти комплексы играют важную роль в естественных диффузионных, метаморфических, реологических и других кинетических процессах [8, 10]. Полученные результаты дают принципиальную возможность для определения важных кинетических параметров ионного переноса: энергию образования вакансии $E_{обр}$ в кристалле, энергию активации ее движения $E_{дв}$ и энергию ассоциации $E_{асс}$ при образовании рассматриваемого комплекса.

Литература

1. Белоусов М.В., Селиванов Е.Н., Гуляева Р.ИТ., Тюшняков С.Н., Ракипов Д.Ф. Термодинамика и кинетика процесса термической диссоциации доломита // Известия вузов. Цветная металлургия. 2016. № 2. С. 18-25.

2. Вест А. Химия твердого тела. Теория и приложения. Ч. 2. М.: Мир. 1988. 336 с.

3. Гохберг М.Б., Колосницын Н.И., Липшин В.М. Электрокинетический эффект в приповерхностных слоях Земли // Физика Земли. 2009. № 8. С. 13-19.

4. Гусейнов А.А. Исследование электропроводности биотитов при высоких температурах // Физика Земли. 1999. № 11. С. 75-82.

5. Иванец А.И., Кулак А.И, Морозов Е.А., Сахар И.О. Термическое разложение природного доломита // Неорганические материалы. 2011. Т. 47, № 12. С. 1502-1507.

6. Карбонатные породы. Генезис, распространение, классификация / Под ред. Дж. Чилингара, Г. Биссела и Р. Фейбриджа. М.: Мир, 1970. Т.1. 396 с.

7. Пархоменко Э.И. Геоэлектрические свойства минералов и горных пород при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1989. 198 с.

8. Раков Л.Т. Диффузионное взаимодействие структурных дефектов в природном кварце // Геохимия. 1996. № 9. С. 905-908.

9. Соболев. Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 313 с.

10. Урусов В.С., Кравчук И. Ф. Эффект улавливания микропримеси дефектами кристаллической решетки и его геохимическое значение // Геохимия. 1978. № 7. С. 963-978.

11. Шацкий А.Ф., Литасов К.Д., Пальянов Ю.Н. Фазовые взаимоотношения в карбонатных системах при P-T параметрах литосферной мантии: обзор экспериментальных данных // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 1-2. С. 149-187.

12. Boucif F., Marouf-Khelifa K., Batonneau-Gener I., Schott J., Khelifa A. Preparation, characterisation of thermally treated Algerian dolomite powders and application to azo-dye adsorption // Powder Technology. 2010. Vol. 201. P. 277-282.

13. Haul R.A.W., Heystek H. Differential thermal analysis of the dolomite decomposition // Amer. Mineral. 1952. Vol. 37. P. 166-174.

14. McInosh R.M., Sharp J.H., Wilburn F.W. The thermal decomposition of dolomite // Thermochim. Acta. (1990), V. 165. P. 281–296.

УДК 551.324.65

ПРИЗНАКИ ПОДГОТОВКИ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ СХОДОВ ЛЕДНИКОВ (АНАЛИЗ РАЗНОВРЕМЕННОЙ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ)

Докукин М.Д.[1], Беккиев М.Ю.[1], Калов Р.Х.[1], Савернюк Е.А.[2], Черноморец С.С.[2]

[1]ВГИ Росгидромета, Нальчик, Россия

[2]МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Введение

20 сентября 2002 г. в республике Северная Осетия-Алания произошла крупнейшая ледниковая катастрофа, вызванная сходом ледника Колка. Этому событию посвящено большое количество научных публикаций, в том числе монографии [1, 6-10, 13]. Долгое время считалось, что аналогов катастрофам в долине реки Геналдон в других горных районах нет. Вместе с тем в последние годы зафиксированы сходы ледников, подобные Колке, в других горных районах мира: в 2004, 2007 и 2016 гг. на хребте Амнье-Мачен в восточном Тибете [17], в 2007 г. на леднике Ленас в Андах [11]; в 2013, 2015 и 2016 гг. на склоне г. Салзер на Аляске [14, 18]; в 2016 г. на хребте Ару в западном Тибете [12, 15, 19]. Авторами в результате дешифрирования космоснимков выявлены сходы ледников №504 и 505 [5] на хребте Петра Первого (Памир) в 2016 и 2017 гг. [2]. Информация об изменениях ледников в период, предшествующий сходу, была получена по космоснимкам Sentinel 2A разрешением 10 м и Landsat 8 разрешением 15-30 м с ресурса EO Browser. Также были использованы космоснимки, имеющиеся в открытом доступе: с ресурсов Google Earth, Bing, ESRI. На основе вышеперечисленных данных о сходах ледников сделан вывод о том, что такие процессы возможны и на других ледниках. Очевидно, что своевременное выявление ледников, предрасположенных к катастрофическим сходам, позволит предпринять меры по снижению масштабов возможных негативных последствий и избежать человеческих жертв. В связи с этим, целью настоящей работы является обобщение данных о сходах ледников и выявление характерных признаков и особенностей состояния ледников перед катастрофическими сходами, которые можно наблюдать на космоснимках.

Особенности проявлений процессов и параметров сходов ледников в разных районах мира

Проявления сходов ледников, описанные в публикациях, были визуализированы на космоснимках и топокартах с нанесением их границ и определением параметров. На рисунке 1. показаны зоны поражения сходами ледников (в одном масштабе), в таблице – их параметры. Анализ космоснимков до и после схода ледников показал, что существуют как сходства сошедших ледников, так и различия. Определено, что обвалы и вулканические факторы не являются обязательным условием схода ледника.

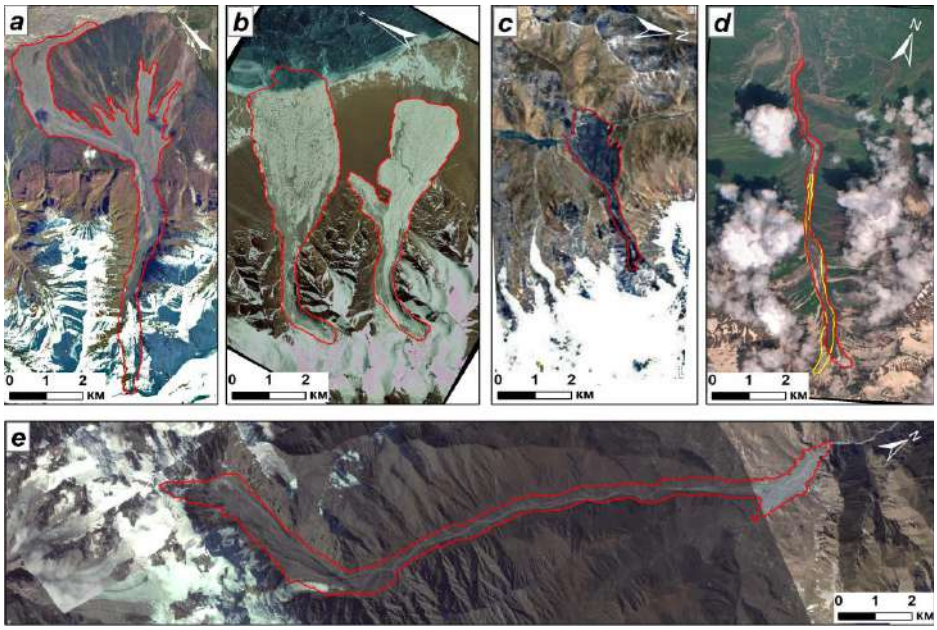


Рис. 1. Зоны поражения сходами ледников в разных горных районах мира: a – г. Салзер, Аляска (долина Флэт Крик); b – хребет Ару, западный Тибет, ледники Ару 1 и Ару 2; c – хребет Амнье Мачен, восточный Тибет; d – г. Джагрык, хребет Петра Первого, Памир (долина Шурак Восточный); e – г. Джимарайхох, Кавказ (долина р. Геналдон). Зоны поражения процессами сходов ледников показаны красными линиями. На фрагменте d жёлтой и красной линиями показаны зоны поражения 2016 и 2017 гг.

Большинство рассматриваемых ледников не испытывали воздействия обвалов скальных пород и льда, за исключением ледника Колка и ледника на хребте Амнье-Мачен в восточном Тибете. Сошедшие ледники, за исключением ледника Колка, не испытывали воздействие вулканического фактора.

На двух участках (в западном Тибете и на Памире) в процессы схода вовлекались соседние ледники через некоторый временной интервал: на Памире на следующий год, в западном Тибете через два месяца. На Аляске в процессы схода вовлекались с промежутком в два года (2013 и 2015 гг.) нижний и верхний участки одного языка ледника. Причём зафиксированный на видео третий сход ледника в 2016 г. отличался небольшой скоростью (до 12 м/с) и имел характер ледникового селя [18] в отличие от других сходов ледников, проходивших со скоростью до 100 м/с и более [6].

Дальность выброса ледниковой массы составляла от 1,9 км до 19,5 км (в среднем 8,9 км). В основном интервал дальности выброса составлял около 5 – 10 км. Объёмы сошедших участков ледников по данным измерений на космоснимках и сопоставления топопланов составили от 1,3 (один из сходов ледника на Аляске) до 80 (ледник Колка [7]) – 83 млн м^3 (ледник Ару 2 [15]). В зоне остановки объёмы отложенной ледниковой массы достигали 102 млн м^3 (ледник Ару 2 [15]) и 115 [7] – 130 млн м^3 [15] (ледник Колка).

Участки массивов сошедших ледников имели различные углы наклона – от 9,9° (днище цирка ледника Колка) до 26,6° (ледник на Аляске), в основном – 12–18°.

Таблица 1

Параметры проявлений схода ледников в горных районах мира

№	Местоположение	Координаты участка отрыва ледника	Дата события	Площадь поражения, км^2	Дальность выброса, км	Объём сошедшей части ледника, млн м^3	Высотный диапазон процесса схода ледника, м	Площадь сошедшей части ледника, км^2	Угол наклона сошедшей части ледника, градусы	Средний угол наклона пути, градусы
1	Аляска, склон горы Салзер, долина Флэт Крик	N61°38’28,65» W141°33’24,88»	20.07.2013	3,68	10,9	1,3 [14]	2230-920	0,17	24,2	6,9
2	Аляска, склон горы Салзер долина Флэт Крик	N61°38’06,27 W141°33’52,2	31.07.2015	9,60	13,5	20 [14]	2600-920	0,26	26,6	7,1
3	Кавказ, ледник Колка, долина р. Геналдон	N42°43’39,20 E44°25’42,10	20.09.2002	12,29	19,5	80 (115)* [7], 130 [15]	3700-1140	1,63	9,9**	7,6
4	Памир, хребет Петра Первого, долина р. Шурак Восточный, ледник №505	N38°58’23,68» E70°50’37,07»	2016 (13.07.-25.07.)	1,10	5,6	7	3740-2470	0,11	22,4	12,8
5	Памир, хребет Петра Первого, долина р. Шурак Восточный, ледник №504	N38°58’18,42» E70°51’13,07»	2017 (09.07.-11.07.)	1,86	9,0	20	3690-2075	0,29	17,8	10,2
6	Зап. Тибет, хребет Ару, ледник Ару 1 (северный)	N34°01’06,64» E82°15’05,76»	17.07.2016	10,78	8,3	68 (72) [15]	5740-4943	0,95	13,1	5,6
7	Зап. Тибет, хребет Ару, ледник Ару 2 (южный)	N34°00’05,04» E82°16’01,84»	21.09.2016	7,74	7,2	83 (102) [15]	5800-4965	1,06	12,4	6,7
8	Вост. Тибет, хребет Амнье-Мачен	N34°49’13,46 E99°25’48,53	2004 (26.01-03.02)	2, 41	4,0	20-25[17]	4950-4310	0,25	14,0	9,0
9	Анды, ледник Ленас, склон г. Морро Атравьесо (Аргентина)	S34°27’44,41 W70°03’12,79	2007 (05.03-14.03)	0,95	1,9	4 [11]	3620-3390	0,25	15,6	6,8

*В круглых скобках приводятся объёмы отложенной ледниковой массы,

** Угол наклона сошедшей части ледника от линии отрыва до конца языка – 15,0°

В районе схода ледника на Аляске в истоках реки Уайт Ривер были выявлены факты наступания 4-х ледников области, питания которых находились на одной линии с сошедшим ледником в долине Флэт Крик. Один из этих ледников в долине р. Шип Крик испытал пульсацию и продвинулся на расстояние более 2500 м [4], что может свидетельствовать о возможном влиянии эндогенного фактора на сход ледника.

Сход ледника на хребте Амнье Мачен в восточном Тибете происходил несколько раз (в 2004, 2007 и в 2016 гг.) под воздействием обвалов льда и горных пород с прилегающего склона после накопления новой ледниковой массы на опустевшем ложе при пульсациях расположенных выше участков ледника [17].

Особенности динамики ледников до их схода

Были изучены изменения положения фронта языков ледников, конфигурации трещин и смещения отдельных точек на поверхности ледников Ару и ледников на Памире. Ледники Ару перед их сходами вели себя по-разному. Ледник Ару 1 медленно наступал, и ширина его языка увеличивалась. С 2 октября 2015 г. по 9 апреля 2016 г. его наступание составило 100 м (рис. 2). При этом конфигурация трещин на участке его отрыва долгое время практически не менялась, хотя движущаяся ледниковая масса по бокам имела чёткие границы.

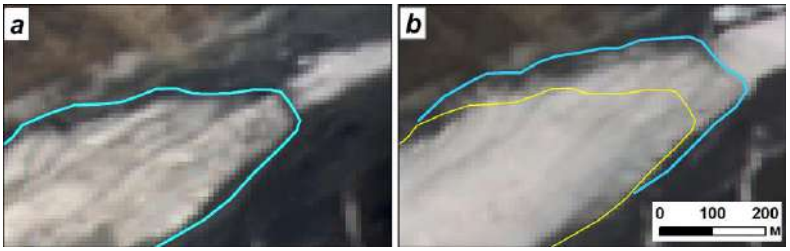


Рис.2. Динамика ледника Ару 1 (северный) в западном Тибете перед его сходом на космоснимках Sentinel 2A: a – 02.10.2015, b – 09.04.2016; голубая линия – граница ледника, жёлтая линия – граница ледника на 02.10.2015

Ледник Ару 2, наоборот, не показывал признаков наступания (рис. 3). На космоснимке за два дня до схода видны чёткие трещины, буквально разорвавшие левую часть ледника. Трещины захватывали и участки левых потоков льда, отделённых от основного потока срединной мореной.

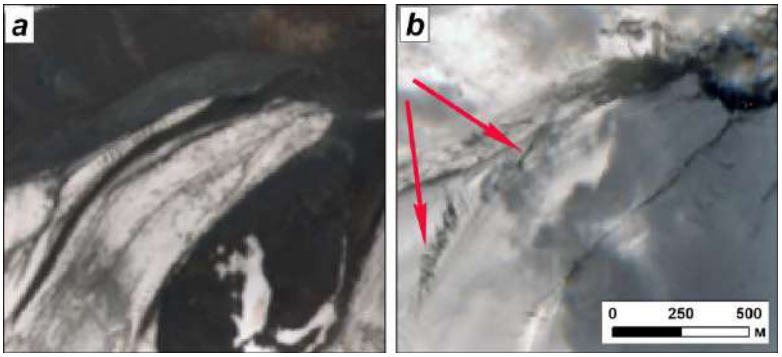


Рис.3. Динамика ледника Ару 2 (южный) в западном Тибете перед его сходом на космоснимках Sentinel 2A: a – 21.07.2016, b – 19.09.2016; Стрелками показаны трещины, разорвавшие соседние потоки льда ледника

Перед сходом ледника № 504 [5] в 2017 г. на Памире было выявлено его наступание в период с 12 мая по 28 июня, составившее около 110 м [2], в среднем 2,3 м/сут (рис. 4).

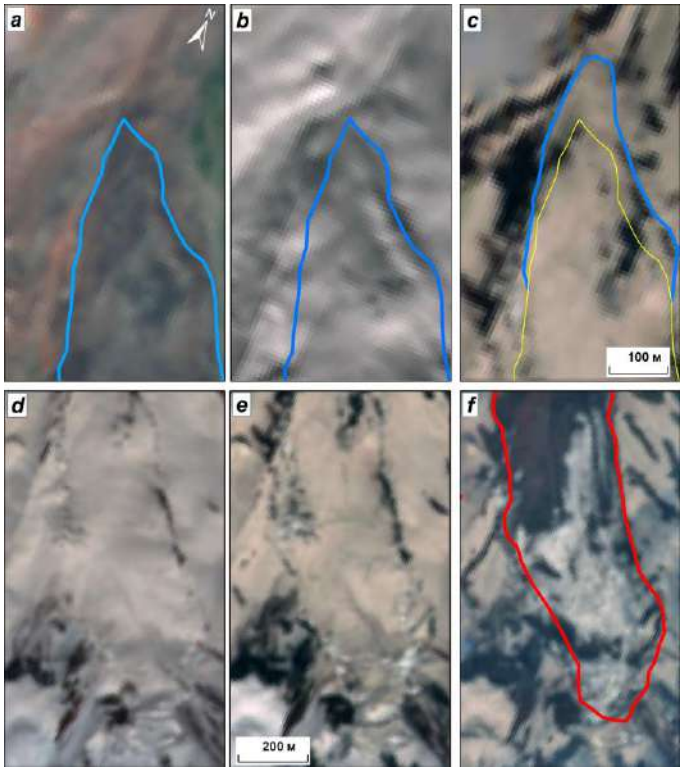


Рис. 4. Динамика ледника № 504 [5] на хребте Петра Первого (Памир) до и после схода на космоснимках Sentinel 2A. Конец языка: a – 22.08.2016, b – 12.05.2017, c – 28.06.2017; зона отрыва: d – 08.06.2017, e – 28.06.2017, f – 26.07.2017. Синяя линия – граница ледника, жёлтая линия – граница ледника на 12.05.2017, красная линия – граница зоны поражения сходом ледника

Максимальное смещение опознанных точек на поверхности ледника за период 8–28 июля составило около 45 м (2,2–2,3 м/сут), что свидетельствует о равномерной скорости движения ледника в течение 1,5 месяца. В этот период происходило изменение конфигурации трещин, и к 28 июня верхняя часть сходящей ледниковой массы заметно отделилась от основной части ледника (рис. 4, *e*). Об увеличении скорости движения ледника до 3 м/сут перед обвалом блока льда ледника Вайсмис в долине Заас (Швейцария) в сентябре 2017 г. сообщается в работе [16].

В работе [9] перед сходом ледника Колка выявлены разломы в теле ледника, а также начало ускоренного движения ледника, выраженное в крутом уступе ледникового тела на северо-западе тыловой части ледника. Но при этом отмечается, что фронт ледника до катастрофы оставался стационарным. В работе [8] считается, что появление боковых разрывов ледника является признаком неизбежности катастрофы. Вывод о том, что сходу ледника

Колка предшествовал период многочисленных обвалов горных пород и льда, сделан всеми исследователями Геналдонской катастрофы.

Данные об увеличении толщины льда на участках впоследствии сошедших ледников Ару приводятся в работе [15].

Таким образом, можно обозначить следующие признаки состояния и динамики ледников перед их сходом:

1) перед сходом ледников может наблюдаться как наступание (ледник Ару 1 в Тибете и ледник №504 на Памире), так и стационирование фронта языка (ледник Ару 2 в Тибете и ледник Колка на Кавказе);

2) перед сходом ледников фиксировалось увеличение скорости движения льда до 2 м/сут. и более (ледник № 504 на Памире);

3) перед сходом ледников фиксируются резкие разрывы в теле ледника (ледники Ару 2 и Колка) и появление новых трещин, отделение движущейся ледниковой массы от тела основного ледника широкой трещиной.

Для катастрофических сходов ледников в разных регионах характерны также следующие особенности:

– в катастрофические процессы вовлекаются соседние ледники после схода одного из них через разные промежутки времени (от двух месяцев до года – ледники в Тибете и на Памире);

– сходы ледников могут происходить в любое время года;

– один ледник может испытывать несколько сходов в течение короткого периода;

– сходу ледника могут предшествовать обвалы горных пород и льда (ледник Колка и ледник в западном Тибете);

– на участках соседних с сошедшим ледником долин могут происходить наступания ледников и пульсации (пульсация ледника Дидаль на Памире [3], пульсация ледника в долине Шип Крик на Аляске [4]).

Вышеуказанные признаки состояния ледника и прилегающего к нему участка перед сходом можно выявить в результате анализа разновременных космоснимков.

Литература

1. Васьков И.М. Ледово-каменные обвалы и их прогнозирование. Saarbrucken. LAP LAMBERT Academic Publishing. 2011. 233 с.

2. Докукин М. @inrushmd 4 нояб. 2018 г. Glacier collapse on the slope of the Peter 1 Range (Tajikistan) in 2017 (Sentinel 2A). https://twitter.com/inrushmd/status/1059061814691012608

3. Докукин М. @inrushmd 4 нояб. 2018 г. Didal Glaciers Surge on the ridge of Peter the Great in 2015-2016 (Sentinel 2A). https://twitter.com/inrushmd/status/1059105857978417152

4. Докукин М. @inrushmd 19 апр. 2018 г. The advance of the glacier in the valley of Sheep Creek Alaska (Wrangell–St. Elias National Park).https://twitter.com/inrushmd/status/986998250413723653

5. Каталог ледников СССР. Том 14. Средняя Азия. Выпуск 3. Аму-Дарья. Часть 6. Бассейн р. Сурхоб между устьями рек Обихингоу и Муксу. Ленинград, 1971. 91 с.

6. Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра / Отв. ред. акад. Ю.Г. Леонов, В.Б. Заалишвили. Владикавказ: ЦГИ ВНЦ РАН и РСО-А, 2014. 432 с.

7. Петраков Д.А., Тутубалина О.В., Черноморец С.С. По следам Геналдонской катастрофы: год спустя // Криосфера Земли. 2004. Т VIII. №1. С. 29-39.

8. Познанин В.Л. Механизмы селевых ледниковых катастроф: Колка 2002. М.: ИМГРЭ, 2009. 180 с.

9. Тутубалина О.В., Черноморец С.С., Петраков Д.А. Ледник Колка перед катастрофой 2002 года: новые данные // Криосфера Земли. 2005. Т. IX. № 4. С. 62-71.

10. Evans S.G., Tutubalina O.V., Drobyshev V.N., Chernomorets S.S., McDougall S., Petrakov D.A., Hungr O. Catastrophic detachment and high-velocity long-runout flow of Kolka glacier, Caucasus mountains, Russia in 2002 // Geomorphology. 2009. 105. 3-4, P. 314-321.

11. Falaschi D., Kääb A., Tadono T., Rivera J. Brief communication: Collapse of 4 Mm^3 of ice from a cirque glacier in the Central Andes of Argentina// Article in The Cryosphere. March 2019. DOI: 10.5194/tc-13-997-2019.

12. Gilbert, A.; Leinss, S.; Kargel, J.; Kääb, A.; Yao, T.; Gascoin, S.; Leonard, G.; Berthier, E.; Karki, A. Mechanisms leading to the 2016 giant twin glacier collapses, Aru range, Tibet //The Cryosphere, 2018.12, 2883–2900. https://doi.org/10.5194/tc-12-2883-2018

13. Huggel C., Zgraggen-Oswald S., Haeberli W., Kääb A., Polkvoj A., Galushkin I., Evans, S. G. The 2002 rock/ice avalanche at Kolka/Karmadon, Russian Caucasus: assessment of extraordinary avalanche formation and mobility, and application of QuickBird satellite imagery, Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 2005. 5. P.173–187, https://doi.org/10.5194/nhess-5-173-2005, 2005.

14. Jacquemart M., Loso M., Hansen J., Tiampo K., Willis M., Dokukin M. Instantaneous glacier loss through catastrophic collapse: Disentangling the role of climate, geology and glacier dynamics at Flat Creek glacier, Alaska // sciencesconf.org:wegener2018:217461

15. Kääb A., Leinss S., Gilbert A., Bühler Y., Gascoin S., Evans S.G., Bartelt P., Berthier E., Brun F., Chao W., Farinotti D., Gimbert F., Guo W., Huggel C., Kargel J.S., Leonard G.J., Tian L., Treichler D., Yao T. Massive collapse of two glaciers in western Tibet in 2016 after surge-like instability // NATURE GEOSCIENCE | www.nature.com/naturegeoscience https://doi.org/10.1038/s41561-017-0039-7

16. Meier L., Jacquemart M., Steinacher R., Jäger D., Funk M. Monitoring of the Weissmies Glacier before the failure event of September 10, 2017 with Radar Interferometry and High-Resolution Deformation Came // Proceedings, International Snow Science Workshop, Innsbruck, Austria. 2018. P. 661-664

17. Paul F. Repeat Glacier Collapses and Surges in the Amney Machen Mountain Range, Tibet, Possibly Triggered by a Developing Rock-Slope Instability// Remote Sens. 2019. 11. 708. doi:10.3390/rs11060708 https://www.researchgate.net/publication/331990406

18. The August 2016 debris and ice avalanche on Mount Sulzer in Alaska by Luke Wassink. https://www.youtube.com/watch?v=Xh23H3QApk8

19. Tian L., Yao T., Gao Y., Thompson L., Mosley-Thompson E., Muhammad S., Zong J., Wang C., Jin S., Li Z. Two glaciers collapse in western Tibet. Letter // Journal of Glaciology. 2017. 63(237). P. 194-197.

УДК 550.34

СЕЙСМОПРИЕМНИК ДЛЯ ИНСТРУМЕНТАЛЬНОГО МОНИТОРИНГА ПРИРОДНО-ТЕХНОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Заалишвили В.Б.[1], Козырев Е.Н.[1], Симакин А.Г.[1], Мельков Д.А.[1], Аскеров Р.О.[2]

[1]ГФИ ВНЦ РАН, Владикавказ, Россия

[2]СКГМИ (ГТУ), Владикавказ, Россия

Аннотация. *Приводится описание сейсмометра для мониторинга опасных природно-техногенных процессов, предложенного на основе объемного резонатора сверхвысоких частот (СВЧ). Приведены результаты экспериментальных исследований на основе объемного резонатора СВЧ с волной* H_{01}.

Постоянный сейсмологический мониторинг опасных природно-техногенных процессов, геодинамической ситуации является одним из основных инструментов метрологического обеспечения на стадиях развития опасных тенденций.

Для решения фундаментальных задач сейсмологии необходима разработка единой системы метрологического обеспечения, что требует создания высокочувствительных сейсмометров (ВЧС). Это является весьма сложной научно-технической проблемой и для широкополосных сейсмометров, их динамического и частотного диапазонов, для наблюдений природно-техногенных процессов и для приборов, региональных наблюдений в ближней зоне сейсмических событий. Очень мало отечественных широкополосных сейсмометров, разработанных до начала 1990-х годов, которые удовлетворяли бы сегодняшним возросшим требованиям. И пока нет новых отечественных сейсмометров, которые могли бы заменить дорогостоящие импортные приборы.

В качестве надежного широкополосного сейсмометра для регистрации слабых сейсмических колебаний в диапазоне инфранизких частот было предложено использовать сейсмометры на основе объемных резонаторов СВЧ, важным параметром которых является стабильность частоты, особенно с использованием волны типа H_{01} в объемном резонаторе на основе круглого волновода [1]. Волна H_{01} обладает аномальными свойствами. Затухание этой волны по мере удаления от критической частоты асимптотически стремится к нулю при неограниченном росте частоты за счет наличия поперечных (кольцевых) токов. Причем при радиусе волновода $R=(3.4)\lambda$ потери на несколько порядков ниже, чем у обычных волноводов. Конструктивные особенности резонаторов при кольцевых токах волны H_{01} приводят к самофильтрации паразитных токов волны и работе на «чистой» волне типа H_{01}.

Помимо малых потерь, применение волны типа H_{01} может дать ряд других преимуществ. Так, ввиду отсутствия продольных токов в стенках волновода при волне типа H_{01} не требуется применение специальных дросселирующих устройств при сочленении отдельных секций волновода и при разборке короткозамыкающих поршней.

Основным достоинством рассматриваемого вида колебаний является очень высокая

собственная добротность Q_0, которая на практике составляет десятки тысяч и может доходить до 10^5, что обусловлено малыми потерями в стенках резонатора [2].

Перестройка резонансной длины волны при видах колебаний H_{01p} может осуществляться при помощи передвижного поршня за счёт изменения длины резонатора.

В работе были разработаны конструкции генераторов СВЧ трехсантиметрового диапазона на основе коаксиального объемного резонатора СВЧ на волне H_{01}.

Связь коаксиального резонатора с коаксиальной линией осуществляется индуктивно с помощью петли. Чем меньше размеры петли и чем дальше она находится от короткозамкнутого конца резонатора, тем слабее связь резонатора со входной линией и с индикатором и, следовательно, тем больше величина нагруженной добротности.

Схема предложенной конструкций приведена на рисунке 1.

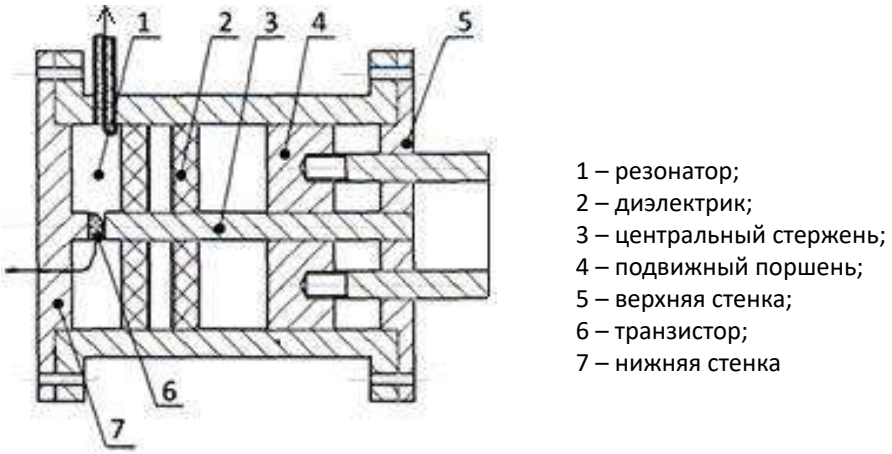


Рис. 1. Схема генератора СВЧ на основе коаксиального объемного резонатора СВЧ на волне H_{01}

Принципиальная электрическая схема СВЧ генератора представлена на рисунке 2. Автогенератор собран по схеме с общей базой, имеющей наилучшие частотные свойства по сравнению с более распространенными конструкциями автогенераторов с общим коллектором.

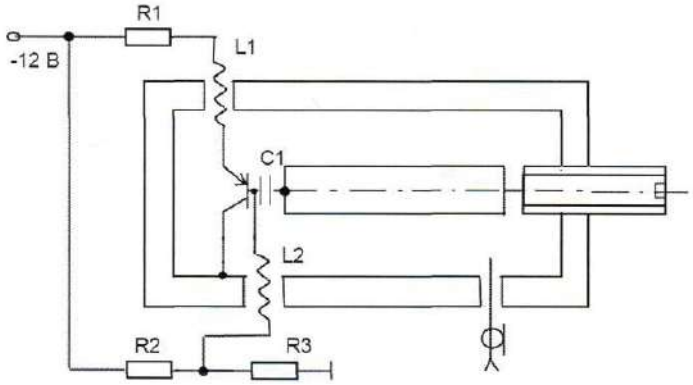


Рис. 2. Схема автогенератора на БТ со стабилизирующим резонатором

Конструктивно элементы генератора, непосредственно отвечающие за генерацию, расположены в нижней части резонатора и механически закреплены на фторопластовой заглушке.

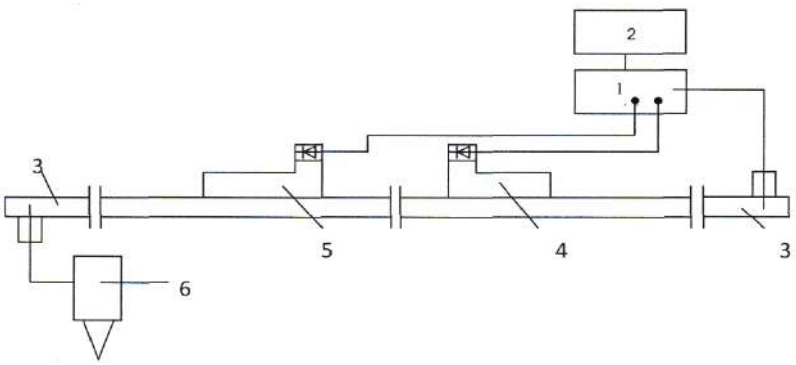
Использование транзистора 2Т647А-2 в отличие от конструкции, где в качестве активного элемента использовался лавинно-пролетный диод, обеспечивает более стабильную работу генератора и более чистый выходной сигнал.

Диапазон перестройки генератора составляет от 8,132 ГГц до 10,450 ГГц. Измерения проводились с помощью СВЧ частотомера Ч3-69.

Работа по настройке СВЧ генератора проводилась на стенде, включающем: СВЧ частотомер Ч3-69 с диапазоном измерения частоты 8-18 ГГц; регулируемый лабораторный блок питания 0-12 В с защитой от короткого замыкания, базовая погрешность по напряжению 0,05%, пульсации и шум менее 1 мВ*пик; вольтметр ВУ-15; анализатор спектра цифровой АУСот; комплект для измерения КСВН и ослабления Я2Р-67. Измерения проводились при нормальных климатических условиях.

Резонатор возбуждался на волне H_{01}. Основным достоинством рассматриваемого типа волны является очень высокая добротность резонатора Q_0, которая на практике может доходить до 10^5 для получения высокой стабильности частоты.

Приведенная на рисунке 3 блок-схема установки имеет для испытаний широкий диапазон исследований (от 8,10 до 12,0 ГГц) и достаточно высокую чувствительность, что позволяет снять зависимость тока детектора от частоты испытуемого сейсмодатчика, а также наблюдать на экране индикаторного блока резонансные характеристики коаксиального резонатора без собранного на его основе автогенератора. Это дает возможность подобрать оптимальный по характеристикам транзистор в процессе проектирования СВЧ автогенератора, а также удостовериться в правильности расчета геометрии резонатора.



1 – генераторный блок панорамной установки; 2 – индикаторный блок панорамной установки;
3 – коаксиально волноводный переход; 4 – волноводный ответвитель падающей волны;
5 – волноводный ответвитель отраженной волны; 6 – испытуемый сейсмодатчик

Рис. 3. Блок- схема экспериментальной установки

Использование транзистора в отличие от конструкции, где в качестве активного элемента использовался лавинно-пролетный диод, обеспечивает более стабильную работу генератора и более чистый выходной сигнал.

Диапазон перестройки генератора составляет от 8,132 ГГц до 10,450 ГГц.

Генератор обеспечивает на выходе стабильный по амплитуде и частоте сигнал синусоидальной формы. Амплитуда сигнала во всем диапазоне перестройки незначительно меняется. Непосредственное влияние на это изменение амплитуды сигнала оказывает «резонансная» длина стержня связи, с помощью которого обеспечивается вывод СВЧ из объема резонатора, а также индивидуальные частотные свойства выбранного экземпляра транзистора.

Напряжение питания СВЧ генератора – 12 В. Изменение напряжения в небольших пределах, а также пульсации и шумы негативно сказываются на форме выходного сигнала и вызывают «выбеги» частоты, что снижает точность измерения. На испытательном стенде генератор запитывался от лабораторного блока питания с коэффициентом стабилизации более 1000 (низкий уровень шумов и пульсаций).

Использование сейсмодатчика на его основе предполагает «полевые» условия эксплуатации, т.е. запитка оборудования будет происходить либо от аккумуляторной батареи, либо от автономного бензинового генератора с последующим AC/DC преобразованием, использование которых не может обеспечить длительную стабильность питающего напряжения. Поэтому предложена конструкция стабилизатора напряжения, удовлетворяющего вышеперечисленным требованиям. В наибольшей степени перечисленным требованиям удовлетворяет схема стабилизатора, представленная на рисунке 4, выполненного на распространенном операционном усилителе (ОУ) μA725.

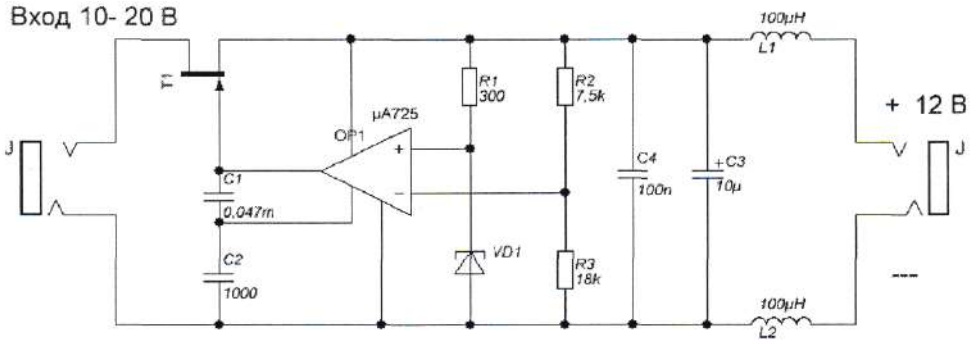


Рис. 4. Принципиальная схема стабилизатора напряжения

Коэффициент стабилизации напряжения измерен при токе нагрузки 30 мА цифровым вольтметром ВУ-15. При изменении входного напряжении от 10 до 20 В выходное изменялось не более чем на 0,001 В, что соответствует коэффициенту стабилизации 10000. Стабилизатор не боится короткого замыкания на выходе и перегрузок по току. С увеличением тока нагрузки напряжение затвор – исток и сопротивление канала сток – исток полевого транзистора уменьшаются. При этом напряжение на выходе ОУ увеличивается до максимального значения, которое всегда меньше питающего напряжения. При дальнейшем увеличении тока нагрузки напряжение затвор – исток транзистора становится постоянным и равным разности выходного напряжения стабилизатора и напряжения насыщения на выходе ОУ – стабилизатор переходит в режим стабилизации выходного тока. При коротком замыкании

на выходе ток через стабилизатор не может превысить своего максимального значения, равного току стока транзистора при нулевом напряжении между затвором и истоком.

Литература

1. Козырев Е.Н., Симакин А.Г. Разработка и исследование сейсмоприемника на основе объемного резонатора сверхвысоких частот датчиков с волной типа Н01 // Материалы VI Международной конференции «Инновационные технологии для устойчивого развития горных территорий». Владикавказ, 2007.

2. Заалишвили В.Б., Козырев Е.Н., Мельков Д.А., Аскеров Р.О. Датчик для регистрации сейсмических колебаний. Патент РФ на изобретение №2703481. 17.10.2019 г.

УДК 378.147.88

ТЕХНОЛОГИИ КОСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА ОБЪЕКТОВ ЗАХОРОНЕНИЯ ОТХОДОВ И ПРОМЫШЛЕННЫХ ОТХОДОВ (КОСМИЧЕСКИЙ ЭКОЛОГИЧЕСКИЙ ДОЗОР)

Казарян М.Л.[1], Рихтер А.А.[2], Шахраманьян М.А.[2]

[1]СОГМА, Владикавказ, Россия

[2]НИИ АЭРОКОСМОС, Москва, Россия

Аннотация. В работе предлагается вариант разработки калькулятора, позволяющего выполнять вычисления индексов подстилающей поверхности космических изображений. Описана общая схема калькулятора, основные блоки, вариант упрощённой программной модели и примеры калькуляции индексов подстилающей поверхности в ней.

В качестве технологии космического мониторинга объектов захоронения отходов рассмотрим принцип работы предлагаемого онлайн-калькулятора спутниковых изображений.

В данном онлайн-ресурсе общедоступного пользования производится калькуляция индексов подстилающей поверхности (ИПП) для тех или иных дистанционных изображений и их потоков в соответствии с операциями и методиками цифровой обработки и аэрокосмическим мониторингом (рис. 1а).

Составные части калькулятора: экран с сеточной разметкой (текущего входного и выходного изображения), панель загрузки (с возможностью загружать, сохранять и строить свою программу обработки), операции (стандартный калькулятор, логические операции, программы обработки, маски, индексы, методики) и операнды (в зависимости от типа сенсора). При калькуляции автоматически строится программа обработки (комбинация простых операций), которая может быть сохранена, построена «текстом» или загружена, и в которую могут быть добавлены новые методики (в частности, добавление новых методик для детектирования новых классов объектов).

Бэкэнд (программно-аппаратная часть) калькулятора включает: загрузку и выгрузку изображения и их потоков, определитель изображений (идентификация типа изображения, сенсора, порогов яркости и других метаданных, форматирование геоданных), программные блоки для имеющихся операций (для пространственно-временных ИПП – с учётом геопривязки), а также для чтения и записи новых операций, по визуализации на экране [1-5].

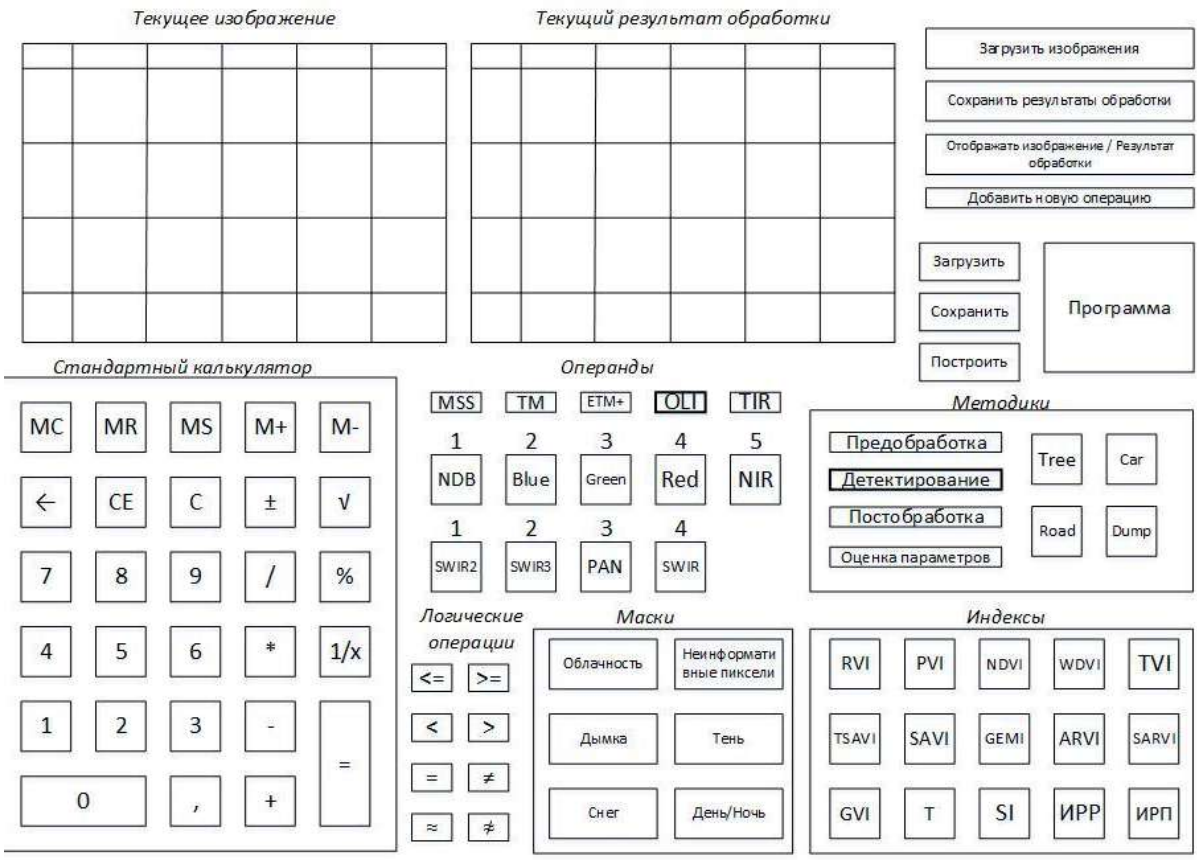
ИПП рассчитываются как по одному изображению (пространственные ИПП) или потоку изображений (пространственно-временные ИПП), так и для каждой точки (дифференциальные) или по области (интегральные); точными или статистическими методами (с учётом вероятностных полей) [6-11].

Примеры ИПП: вегетационные индексы, температура поверхности, конвертация температуры и т.д. Операции – простые (по сути, и визуально построенные наподобие действий на арифметическом калькуляторе), сложные (последовательность или программа команд, написанная и/или добавляемая пользователем) или методики (разработанные в разных направлениях аэрокосмического мониторинга). Методики описываются в виде программного блока под ту или иную задачу цифровой обработки и машинного обучения, в частности: детектирование объектов определённого класса (свалки, легковые автомобили и т.д.) с помощью соответствующих двоичных или перцептронных искусственных нейронных сетей, решённых «под» эти объекты; дешифрирование опасных природных и техногенных явлений и чрезвычайных ситуаций (землетрясения, опустынивание, наводнения, лесные пожары, нефтяные плёнки, скопления шуги и т.д.). В данном вики-ресурсе пользователь может добавлять и применять собственные операции. Такой ресурс полезен в разных областях цифровой обработки, открыт и общедоступен, применим для оперативной обработки.

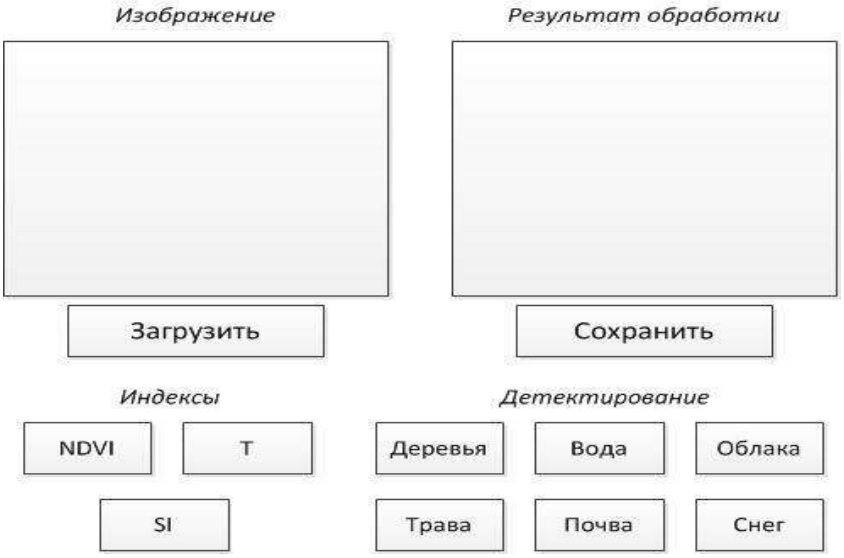
Общий порядок действий пользователя: выбор изображений (открытие существующих в репозитории, добавление новых с других серверов), выбор операции (простой, сложной или из библиотеки методик), настройка области и времени, запуск обработки, выгрузка результатов обработки (создание копии результатов в хранилище).

Во фронтенде упрощённого варианта калькулятора (рис. 1б), например, для расчёта NDVI достаточно нажать три кнопки: «Загрузить», «NDVI», «Сохранить». Не предусмотрено наличие репозитория для хранения снимков, выгрузки снимков с геопорталов (Earth Observation Portal, Google Earth, EOSDIS и др.) и геопривязки снимков и результатов обработки к карте мира. В упрощённом варианте существуют: ограничения на операции (основные маски, индексы, объекты детектирования, не вводить арифметический калькулятор); ограничения на параметры изображений (размеры, типы, содержимое пакета, загрузка одного изображения или потока); загрузка и сохранение данных на персональный компьютер пользователя; введение методик, классических или разработанных в той или иной организации, специализирующейся в области аэрокосмического мониторинга, для возможности их оперативного применения обычным пользователем.

Библиотеки Python для разрабатываемого калькулятора: математические операции (линейная алгебра – numpy, символические вычисления – sympy, визуализация – matplotlib и др.), работа с картами (работа с разметкой – aeronet, плоская геометрия – shapely, геокодирование – geojson и др.), работа с изображениями (растры – rasterio, анализ данных – pandas, графика – pillow и др.), работа с сайтами (парсинг – grab, веб-карты – folium, контейнеры – collections и др.), работа с системой (операционная система – os, файлы – io, интерпретатор – sys и др.) и др.



(а)



(б)

Рис. 1. Схема пользовательского интерфейса онлайн-калькулятора спутниковых изображений: а) общая; б) упрощённая

Данная технология может успешно применяться в образовательной деятельности, в частности, в дистанционных вариантах – очень популярных сегодня [12].

Программы цифровой обработки матриц и изображений в виде калькуляторов могут быть полезны в целях её полной автоматизации с программированием формул индексов подстилающей поверхности, в том числе при проведении морфологической обработки фильтрации изображений и т.д.

Однако оперативная калькуляция космических изображений, так же как и матриц и функций, требует большой вычислительной мощности ЭВМ и объёма памяти для хранения промежуточных и конечных результатов калькуляции. Для её выполнения необходимо предварительное создание структуры изображений и их метаданных.

Литература

1. AgroBASIS [Электронный ресурс]. URL: https://agrobasis.com/opportunities/ndvi.

2. Vane [Электронный ресурс]. URL: https://owm.io.

3. Earth Observation Portal: [Электронный ресурс]. US, 2000-2017. URL: https://directory.eoportal.org.

4. EOSDIS: [Электронный ресурс]. US, 2000-2017. URL: https://earthexplorer.usgs.gov.

5. GIS-Lab: [Электронный ресурс]. 2002-2015. URL: http://gis-lab.info.

6. Казарян М.Л., Рихтер А.А., Шахраманьян М.А. Матричный и символический калькуляторы и их применение в цифровой обработке космических изображений // Информация и космос. СПб., 2019. № 3. С. 60-70.

7. Рихтер А.А. Комплексная методика автоматизированного обнаружения и оценки параметров объектов захоронения отходов по данным космической съёмки: автореф. дис. канд. техн. наук: 25.00.34 / А.А. Рихтер. М., 2018. 24 с.

8. Казарян М.Л., Рихтер, А.А., Шахраманьян М.А., Недков Р. Космический мониторинг объектов захоронения твердых бытовых отходов и промышленных отходов: теоретико-методические и социально-экономические аспекты: [монография]. М.: ООО «Научно-издательский центр ИНФРА-М», 2018.

9. Richter A.A., Kazaryan M.L., Shakhramanyan M.A., Voronin V.V. Pattern recognition algorithm using descriptors combined radio and visible spectra (Методика детектирования объектов захоронения отходов по высотным изображениям) / Proc. SPIE Vol. 10221, Mobile Multimedia/Image Processing, Security, and Applications 1022107 (2017), doi: 10.1117/12.2262875.

10. Kazaryan M., Shakhramanyan M., Nedkov R., Richter A., Borisova D., Stankova N., Ivanova I., Zaharinova M. Research of generalized wavelet transformations of Haar correctness in remote sensing of the Earth (Исследование обобщенных вейвлет преобразований Хаара на корректность в контексте задачи космического мониторинга Земли) / Proc. of SPIE Vol. 10427 – 74 (Conference 10427: Image and Signal Processing for Remote Sensing Conferences: 11–14 September 2017, Warsaw, Poland), P.99. https://spie.org/ ERS/conferencedetails/image-signal-processing-remote-sensing#2278572.

11. Richter A., Kazaryan M., Shakhramanyan M., Nedkov R., Borisova D., Stankova N. Quality enhancement of satellite images and its application for identification of surroundings of waste disposal sites (Методика улучшения качества изображений и ее применение при детектировании окрестностей полигонов твердых бытовых отходов) / Proc. SPIE 10444, Fifth International Conference on Remote Sensing and Geoinformation of the Environment (RSCy2017), 104441N (6 September 2017); doi: 10.1117/12.2277309.

12. Казарян М.Л. Теоретические основы обучающей системы мобильного учебного центра для высокогорных районов РСО-Алании. М., 2010.

УДК 551.5+551.3

ДИНАМИКА ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В ПРЕДГОРНЫХ РАЙОНАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА

Корчагина Е.А.

КБНЦ РАН, Нальчик, Россия

Высокогорный рельеф, занимающий значительную часть территорий республик Северного Кавказа, оказывает влияние, как на климат территориальных систем, так и на формирование опасных природных явлений, обычный перечень которых здесь пополняется склоновыми процессами. Изменение климата, со своей стороны, влияет на активность экзогенных процессов. Большое число ливней высокой интенсивности, изменение максимальных и средних значений температуры воздуха, сроки перехода температуры через определенные рубежи влияют на частоту проявления таких явлений как сели, оползни, лавины. Вопрос об изменении климатических условий обсуждается довольно интенсивно в настоящее время. Нельзя обойти его вниманием и при исследовании подверженности территории природной опасности.

Климат создает условия для формирования опасных процессов, конкретная метеорологическая обстановка может послужить непосредственной причиной проявления селей, оползней, лавин, неблагоприятных паводков.

Такие элементы климата, как температура воздуха и атмосферные осадки, с одной стороны, определяют условия, в которых протекают процессы формирования неблагоприятных природных явлений, с другой стороны непосредственно участвуют в этих процессах, и, наконец, могут послужить спусковым механизмом конкретных случаев.

В связи с этим оценка климатических изменений горных территорий Северного Кавказа не теряет своей актуальности [6-8].

На примере метеостанции г. Владикавказ, расположенной на высоте 702 м над ур. м., рассчитана и проанализирована динамика климатических показателей такого элемента климата, как температура воздуха. Исследованы изменения годового хода, многолетние средние за 30-летний и 10-летний периоды. Более подробно с методами расчета можно ознакомиться в [3-5].

При проведении исследования принято во внимание, что на протяжении исследуемого периода времени менялись сроки получения данных наблюдений на метеостанциях. Для устранения неоднородности для уровней ряда до 1966 г. применены поправки для приведения средних месячных значений температуры воздуха из наблюдений за 4 срока к средним за 24 часа по ближайшей станции.

Основой для составления рядов динамики средних месячных, сезонных и годовых

значений приземной температуры воздуха послужили данные измерений на метеостанции [1]. Расчету и анализу подверглись многолетние средние за весь период (с 1961 г. по 2017 г. и с 1939 по 2017 гг.) и результаты сравнения с данными справочника [11] за 1881-1960 гг.; абсолютные и относительные аномалии для рядов, полученных на основе статистической обработки для средних за год, по десятилетним и тридцатилетним периодам, соответствующим требованиям ВМО [12].

Результаты расчетов многолетних средних годовых и сезонных значений температуры воздуха за периоды 1881-1960 гг., рассчитанные по данным [11], и 1961-2017 гг., приведены в таблице 1. Также приведены характеристики годового хода температуры воздуха по данным метеостанции Владикавказ за различные периоды.

Таблица 1

Характеристики годового хода температуры воздуха (°С/мес.) за различные периоды, метеостанция Владикавказ

Период, гг.	Средняя температура, °С					Амплитуда годового хода, °С
	Год	Весна	Лето	Осень	Зима	
Многолетние периоды						
1881-1860	7,90	7,90	18,73	8,73	-3,77	24,6
1881-1980	8,25	8,20	18,93	8,87	-3,00	24,3
1961-2017	9,02	9,02	19,39	9,34	-1,66	23,1
Тридцатилетние периоды						
1941-1970	8,21	8,14	18,89	8,61	8,21	23,6
1951-1980	8,36	8,28	18,88	8,82	8,36	23,7
1961-1990	8,50	8,69	18,72	8,81	8,50	23,5
1971-2000	8,70	8,85	19,08	8,89	8,70	22,9
1981-2010	9,20	9,09	19,57	9,46	9,20	22,6
1988-2017	9,48	9,32	19,99	9,81	9,48	23,0

Амплитуда годового хода при переходе от периода 1881-1960 гг. к периоду 1961-2017 гг. снизилась на 1,6°С, что больше средней за год ошибки расчета значений, указанной

в [9]. Такое же значение показателя получено и для равнинной части Кабардино-Балкарской Республики. В низкогорных районах Карачаево-Черкесской Республики по данным метеостанции Зеленчукская амплитуда годового хода снизилась на 1 °С.

Динамика средней годовой амплитуды воздуха с 1939 по 2017 гг. представлена на рисунке 1. На рассматриваемом отрезке времени динамика отрицательная, но статистически незначимая.

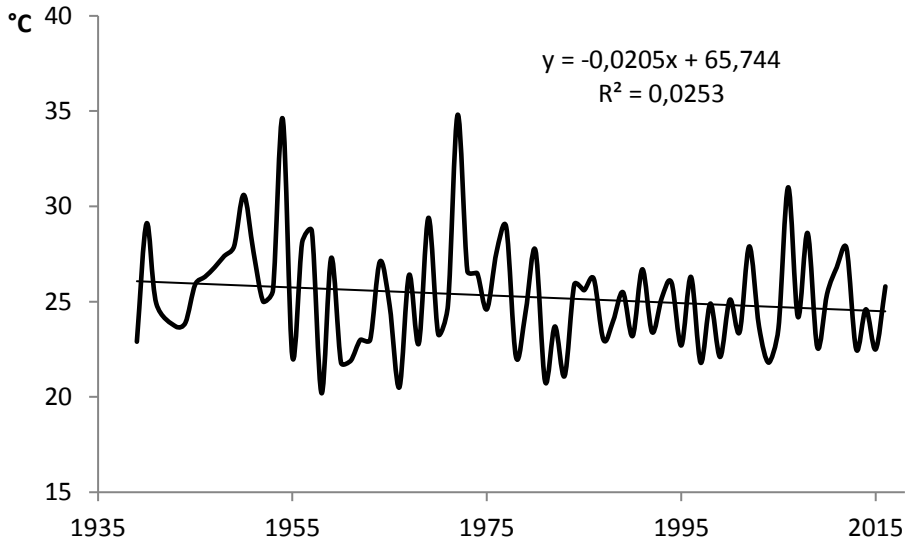


Рис.1. Средняя годовая амплитуда температуры воздуха за 1939-2017 гг., метеостанция г. Владикавказ

Наибольшее значение средней годовой амплитуды воздуха отмечено в 1954 г. Оно обусловлено низким значением температуры в феврале, которая с учетом поправки для перехода к среднесуточным температурам, составила -12,4 °С. Следующее по рангу значение исследуемого параметра отмечено в 2006 г. Но оно уже сформировано высоким максимальным значением среднемесячной температуры в августе, которая составила 24,8°С.

Средние месячные, годовые и сезонные значения, рассчитанные за тридцатилетние периоды, − широко используемые показатели элементов климата. Периоды формируются согласно рекомендациям Всемирной метеорологической организации (ВМО) и служат климатическими нормами [12, 13].

Результаты расчета указанных показателей для календарных сезонов и года в целом приведены выше в таблице 1. На исследуемом промежутке 1939-2017 гг. укладываются пять таких периодов, отвечающих требованиям ВМО: 1941-1971 гг., 1951-1980 гг.,1961-1990 гг., 1971-2000 гг., 1981-2010 гг. Абсолютные и относительные характеристики динамики данного показателя приведены в таблице 2.

Таблица 2

Показатели динамики средних многолетних значений приземной температуры воздуха, метеостанция г. Владикавказ

Показатель	Год	Весна	Лето	Осень	Зима
Абсолютное изменение уровней ряда, °С					
$T_{N(1951-1980)} - T_{N(1941-1970)}$	0,15	0,14	-0,01	0,21	0,26
$T_{N(1961-1990)} - T_{N(1951-1980)}$	0,14	0,41	-0,16	-0,01	0,33
$T_{N(1971-2000)} - T_{N(1961-1990)}$	0,20	0,16	0,36	0,08	0,20
$T_{N(1981-2010)} - T_{N(1971-2000)}$	0,50	0,24	0,49	0,57	0,68
Темп прироста в % к предыдущему					
$\frac{T_{N(1951-1970)} - T_{N(1941-1980)}}{T_{N(1941-1970)}}$	1,83	1,72	-0,05	2,44	9,25
$\frac{T_{N(1961-1990)} - T_{N(1951-1980)}}{T_{N(1951-1980)}}$	1,67	4,95	-0,85	-0,11	12,94
$\frac{T_{N(1971-2000)} - T_{N(1961-1990)}}{T_{N(1961-1990)}}$	2,35	1,84	1,92	0,91	9,01
$\frac{T_{N(1981-2010)} - T_{N(1971-2000)}}{T_{N(1971-2000)}}$	5,75	2,71	2,57	6,41	33,66
Темп прироста в % к базовому 1961-1990 гг.					
$\frac{T_{N(1941-1971)} - T_{N(1961-1990)}}{T_{N(1961-1990)}}$	-1,65	-4,72	0,85	0,11	-14,86
$\frac{T_{N(1951-1981)} - T_{N(1961-1990)}}{T_{N(1961-1990)}}$	-3,41	-6,33	0,91	-2,27	-26,58
$\frac{T_{N(1971-2000)} - T_{N(1971-2000)}}{T_{N(1961-1990)}}$	2,35	1,84	1,92	0,91	9,01
$\frac{T_{N(1981-2010)} - T_{N(1961-1990)}}{T_{N(1961-1990)}}$	8,24	4,60	4,54	7,38	39,64

Анализ полученных данных показывает, что значения климатических показателей постоянно росли в зимне-весенний сезон. Наибольшие значения цепных темпов убыли обнаруживаются при переходе от более ранних уровней к базовому периоду 1961-1990 гг. А наибольшие цепные темпы прироста – при переходе к последнему тридцатилетнему периоду 1981-2010 гг.

Из результатов расчета видно, что при переходе от уровня 1961-1990 гг., значения которого рекомендованы ВМО в качестве нормы, к уровню 1971-2000 гг. значения показателей впервые возросли для всех сезонов на 1-2 %, для зимнего – на 9 %.

Относительные базовые (к начальному уровню) приросты показателей за 1981-2010 гг. (положительны и максимальны для всех сезонов.

Десять лет – минимальный срок для вычисления значений элементов климата для получения климатических показателей. На рисунке 2 приведены абсолютные аномалии средних десятилетних показателей температуры воздуха. Последний уровень ряда 2008-

2017 гг. не удовлетворяет требованиям ВМО, но характеризует самое последнее состояние климатической системы исследуемого района.

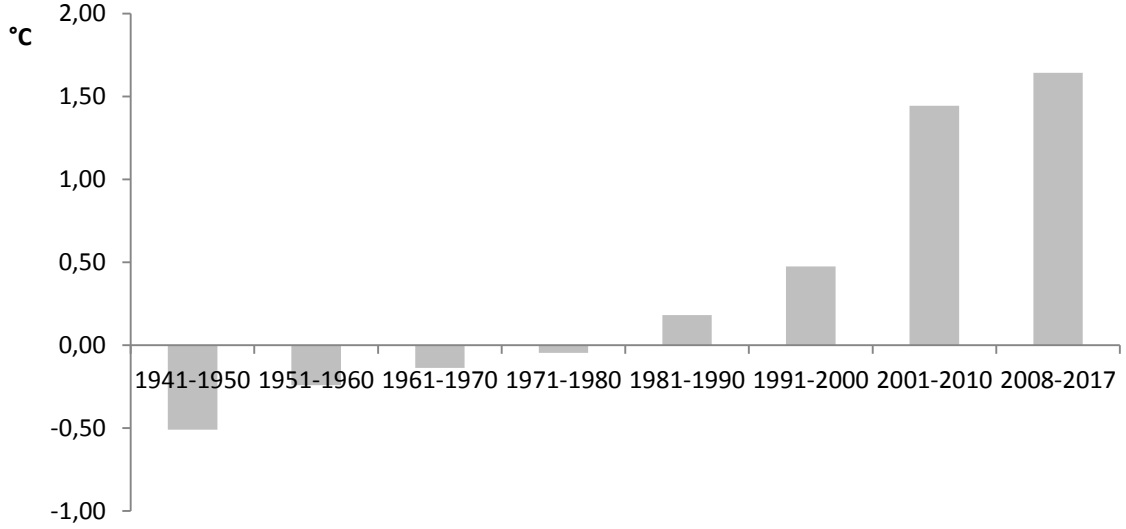


Рис. 2. Аномалии средних годовых уровней приземной температуры воздуха по 10-летним периодам, °С/мес./10лет, метеостанция Владикавказ

Средние десятилетние показатели температуры воздуха в исследуемом районе демонстрируют устойчивый рост, и, начиная с уровня ряда 1981-1990 гг., превышают норму.

Для сравнения, в низкогорной части КЧР по данным метеостанции Зеленчукская на начальном отрезке (1961-1980 гг.) наблюдалось небольшое снижение уровня среднегодовой температуры воздуха (на 1,3%). Далее начался рост уровней более существенными темпами (в процентах к предыдущему): 3,6%, 1,3%, 8,1%. Отрицательное отклонение от нормы средних годовых аномалий приземной температуры воздуха имело место в период 1971-1990 гг. и составило -0,10 − -0,12 °С. На высокогорной метеостанции Шаджатмаз самое холодное десятилетие имело место в 1981-1990 гг. В этот период показатели температуры воздуха для всех сезонов отрицательные и среднегодовая аномалия составляет – 0,18°С [3].

Линейные тренды уже традиционно характеризуют наличие или отсутствие направленных изменений климатических показателей в регионе [2]. Анализ характеристик линейных трендов, построенных для средних месячных, средних сезонных и средних годовых значений температуры воздуха за период 1939-2017, 1961-2017 гг. показывает, что во все сезоны существует тенденция к повышению температуры, значимая на уровне 0,05.

Наибольшая скорость роста средней сезонной температуры воздуха за период 1939-2017 гг. обнаружена у зимних температур и составляет 0,38ºС/мес/10 лет. Наименьшая – у летних (0,21ºС/мес/10 лет).

На временном промежутке, часто используемом в работах по исследованию тенденций температуры воздуха на Северном Кавказе, скорость роста зимних температур остается одной из самых высоких (0,4ºС/мес/10 лет), но максимальное значение здесь принадлежит средним за летний сезон температурам воздуха (0,46 ºС/мес/10 лет).

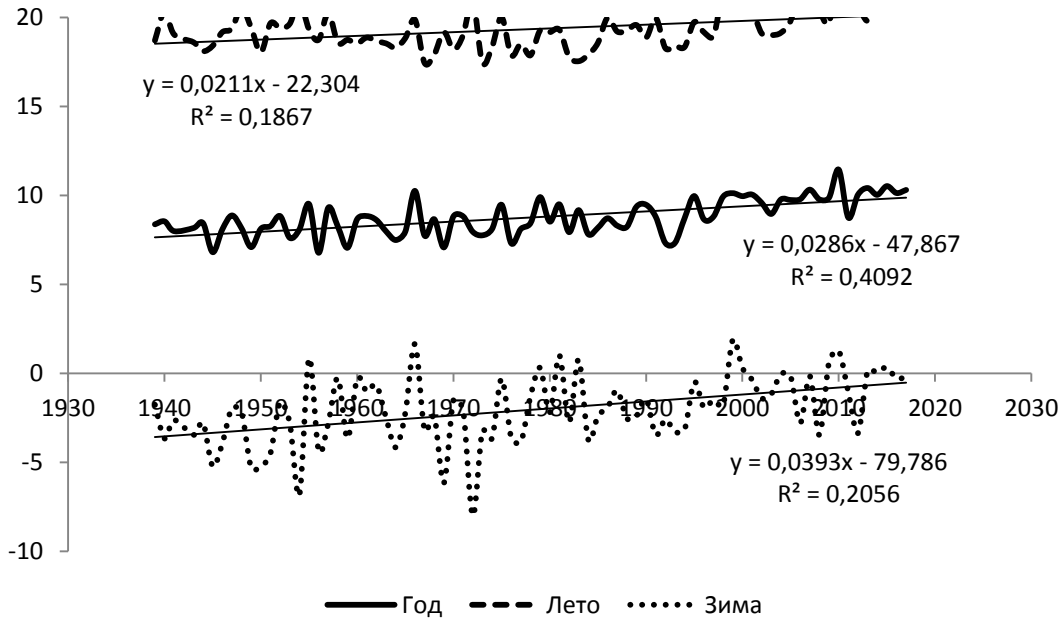


Рис. 3. Вклад среднесезонной приземной температуры воздуха в годовые положительные аномалии температуры, %

Из проведенного исследования можно сделать следующие выводы о региональных особенностях динамики температуры воздуха в предгорной части Центрального Кавказа:

1. Амплитуда годового хода температуры воздуха при переходе от периода 1881-1960 гг. к периоду 1961-2017 гг. снизилась на 1,6°С, что больше средней за год ошибки расчета значений, изменения могут быть признаны действительными.

2. Максимальные значения многолетних средних показателей демонстрируют те показатели, период расчета которых включает последние десятилетия рассматриваемого периода 1939-2017 гг.

3. За исследованный период тренды всех средних сезонных показателей температуры положительны. Статистически значимыми признаны линейные тренды за все сезоны на временных промежутках 1939-2017 гг., 1961-2017 гг.

Литература

1. Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Коршунова Н.Н., Швец Н.В. Описание массива данных среднемесячной температуры воздуха на станциях России. Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2014621485.2014. URL:http://meteo.ru/data/156-temperature#описание-массива-данных (дата обращения: 15.08.2017).

2. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2017 год. М.: Росгидромет, 2017. 70 с.

3. Корчагина Е.А. Колебания температуры воздуха в горных районах Карачаево-Черкесской Республики // Известия КБНЦ РАН. 2018. №5. С. 18-25.

4. Корчагина Е.А. Исследование температурного режима в высокогорье Карачаево-Черкесской Республики с 1951 по 2016 гг. // Известия Кабардино-Балкарского научного центра РАН. 2017. № 6 (80).

5. Корчагина Е. А. Исследование устойчивости тенденций элементов климата в высокогорье Карачаево-Черкесии с 1959 по 2017 гг. // Вестник КРАУНЦ. Физ.-мат. науки. 2018. № 3(23). С. 106-115. DOI: 10.18454/2079-6641-2018-23-3-106-115.

6. Марченко П.Е. Дифференцированные интегральные оценки подверженности геосистем опасным экзогенным процессам (на примере Кабардино-Балкарской Республики) // Геология и геофизика Юга России. 2015. № 1. С.35-41.

7. Кюль Е.В. Вопросы комплексной оценки фактической природной опасности территории Кабардино-Балкарской Республики (на примере бассейна р. Чегем) // Геология и геофизика Юга России. 2017. № 1. С. 24-32.

8. Марченко П.Е., Кюль Е.В., Анисимов Д.А., Борисова Н.А. картографическая реализация оценки потенциальной природной опасности для Кабардино-Балкарской Республики // Известия Кабардино-Балкарского научного центра РАН. 2013. № 6-1 (56). С. 99-104.

9. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3. Многолетние данные. Выпуск 13. – Л.: Гидрометеоиздат. 1990. 724 с.

10. Справочник по климату СССР. Выпуск 13. Часть II. Температура воздуха и почвы. Л.: Гидрометеоиздат, 1965. 430 с.

11. WMO Guidelines on the Calculation of Climate Normals – WMO; 2017. URL: https://library.wmo.int/opac/doc_num.php?explnum_id=4166 (дата обращения: 18.01.2018).

12. The Global Climate 2001-2010: a decade of climate extremes – Summary Report // WMO, 2013. N1203. 29 p. ISBN: 978-92-63-11203-3. URL: http://library.wmo.int/pmb_ged/wmo_1119_en.pdf (дата обращения: 15.02.2018).

УДК 550.83.045

ОЦЕНКА НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ГРУНТОВ ПАССИВНЫМ РАДИОВОЛНОВЫМ МЕТОДОМ

Малышков С.Ю.[1], Гордеев В.Ф.[1], Крутиков В.А.[1], Задериголова М.М.[2]

[1]ИМКЭС СО РАН, Томск, Россия

[2]ООО «*ГЕОТЭК», Москва, Россия*

В связи с тем, что в последнее время увеличивается количество промышленных и социально значимых объектов в районах подверженных активным экзогенным и эндогенным процессам, возрастает потребность разработки новых методов и технических средств оценки напряженно-деформированного состояния (НДС) грунтов на стадии проектирования и эксплуатации этих объектов. Особую актуальность эти работы приобрели в связи с тем, что в связи с естественной динамикой климата и повышением техногенной нагрузки на геологическую среду происходит интенсификация этих процессов. Не меньшую актуальность для проектирования и эксплуатации промышленных объектов имеет создание технологии картирования активных геологических разломов. Существует большое количество способов выявления тектонических нарушений. Но опасность представляют только те, которые сохраняют подвижность, так как именно с ними связаны участки развития и активизации опасных экзогенных геологических процессов (просадки, оползни, обвалы, обводнение грунтов). Активный тектонический разлом может усиливать сейсмические эффекты далеких землетрясений и приводить к смещению масс горных пород. Сейсмические колебания при землетрясениях, кроме непосредственного вибровоздействия на объекты инфрастуктуры, приводят к активизации склоновых сейсмогенных обвально-оползневых явлений, провоцируют сход селей и лавин. При этом наибольшую опасность представляют участки, приуроченные к активным разломам. Известно, что такие зоны сопровождаются повышенной трещиноватостью горных пород. Агрессивные газы литосферного происхождения, выходящие на дневную поверхность в зонах трещиноватости, могут ускорять износ конструкционных материалов. В настоящее время для того, чтобы определить активный разлом или «залеченный» применяют длительные сейсмические наблюдения и определяют реакцию горных пород на близкое землетрясение. Но крупного регионального сейсмического события может не произойти в течение многих лет, поэтому исследования неэффективны.

Мониторинг НДС грунтов в настоящее время, как правило, проводят периодическими измерениями высокоточными геодезическими приборами. Решение сводится в лучшем случае к изучению интервалов повышенных механических напряжений, связанных с просадкой грунтов, эпизодическому контролю, регистрации подвижек грунта. Непрерывный мониторинг НДС горных пород с целью прогноза активизации оползней ведется на единичных объектах. Но и эти системы мониторинга требуют развития как в плане совершенство-

вания методов прогноза, так и повышения надежности аппаратуры. Применяемые методы, как правило, позволяют фиксировать только уже состоявшиеся подвижки грунта.

Впервые применение методов регистрации естественного импульсного электромагнитного поля Земли (ЕИЭМПЗ) при решении задач инженерной геологии и в частности, оценки оползневых процессов, было предложено в 1983 году [3]. Но до недавнего времени эти методы мало использовались из-за большого числа помеховых импульсов в структуре ЕИЭМПЗ. Импульсы электромагнитного поля, несущие информацию о строении земной коры, возникают в массивах горных породах вследствие естественного, постоянно существующего геодинамического движения земной коры в результате механоэлектрических преобразований энергии, вызванных этим движением. Интенсивность и амплитудно-частотный состав этого поля определяется структурным и литологическим строением подстилающих пород, их напряженно-деформированным состоянием [1]. Однако при интерпретации результатов возникают сложности, поскольку в общем числе регистрируемых импульсов лишь небольшая часть несет информацию о НДС объекта исследования. Значительная часть регистрируемых импульсов генерируется далекими источниками литосферного, атмосферного происхождения и техногенными помехами, не несущими информации об интересующем объекте. Казалось бы, что при таком наборе влияющих факторов получение качественного геофизического материала становится проблематичным. Во всяком случае, незначительное число публикаций по применению методов ЕИЭМПЗ в геофизической разведке подтверждает эти выводы.

В работе [2] впервые был показан механизм модуляции ЕИЭМПЗ деформационными волнами из нижней мантии Земли, были предложены методы настройки регистрирующей аппаратуры для увеличения доли импульсов литосферного происхождения в общем потоке регистрируемых импульсов. В работе [1] при решении геофизических задач было предложено использовать вариационные (реперные) регистраторы поля для выделения временной составляющей ЕИЭМПЗ. Практическое воплощение этой идеи стало возможным, благодаря появлению нового класса регистрирующей аппаратуры [4], позволяющей осуществлять точную тонкую программную настройку усилительных трактов и привязку результатов к внутренним часам оборудования и серверам точного времени. В настоящее время использование импульсных электромагнитных полей в ОНЧ диапазоне для геофизической разведки все чаще применяется в инженерной геологии, особенно для выбора мест для строительства опасных промышленных объектов атомной, топливно-энергетической промышленности и мониторинга динамики напряженно-деформированного состояния грунтов.

Ранее нами было показаны возможности применения метода ЕИЭМПЗ для картирования активных геодинамических структур [5]. Крупные активные геологические разломы выделяются в структуре ЕИЭМПЗ бухтообразной аномалией с положительным превышением интенсивности ЕИЭМПЗ в 10 и более раз на бортах разлома и снижением интенсивности относительно фоновых значений по его осевой линии. Пример выделения геодинамических структур по параметрам ЕИЭМПЗ в пределах Приленского плато (Якутия) приведен на рисунке 1.

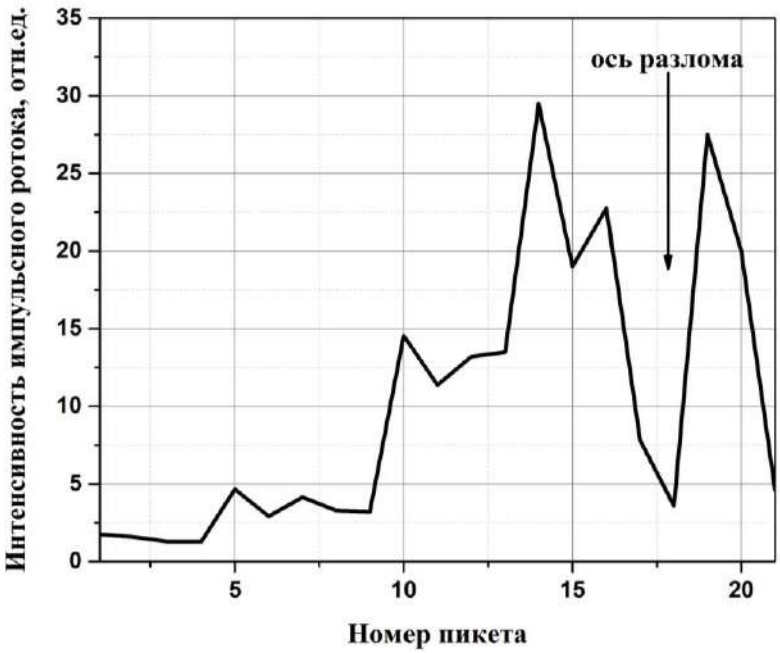


Рис. 1. Аномалия в структуре ЕИЭМПЗ, приуроченная к активному тектоническому нарушению

Маршрут пересекал активное тектоническое нарушение (пикет 18). Из рисунка видно, что борта разлома с повышенной интенсивностью сигнала ЕИЭМПЗ.

В настоящей работе приводятся результаты оценки НДС грунтов оползневого склона, подрезанного полкой магистрального газопровода в период 2010-2019 гг. на Северном Кавказе. Первые работы на Кавказе с целью картирования активных оползней и их ранжирования по степени опасности для эксплуатации промышленных объектов по трассе газопровода были проведены в 2010 году. Исследуемая полоса трассы газопровода (25-82 км) проходила по северному склону главного хребта Большого Кавказа в Алагирском районе республики Северная Осетия – Алания. Геоморфологической особенностью этой территории является чередование хребтов-водоразделов и межгорных долин общекавказской ориентировки (280°-295°), пересекаемых более узкими долинами субмеридионального простирания. В целом на исследуемом участке рельеф трассы газопровода трехъярусный – низкогорный, среднегорный и высокогорный с крутыми склонами и сильно изрезанным рельефом, овражно-балочной сетью. Сложный зональный рельеф создает и высотно-площадную климатическую зональность. Высокая энергетика рельефа (крутизна склонов) и значительное количество осадков обуславливают неустойчивость склонов и развитие опасных процессов в виде осыпей, обвалов и оползней. Значительная часть трассы газопровода расположена в зоне воздействия опасных склонных геологических процессов (ОГП), что является естественным для горно-складчатых областей с активной геодинамикой, сейсмичностью, разнообразием геологических формаций и сильной расчлененностью рельефа.

Всего за время полевых работ и геоморфологического исследования 2010 г. было вы-

явлено 20 оползневых участков, представляющих угрозу эксплуатации газопровода. Все оползни, развитые вдоль трассы, по механизму смещения подразделяются на вязкопластические и оползни сдвига, с доминированием последних. Но в качестве наиболее опасного был выделен оползень на 53,5 км газопровода. При интерпретации результатов полевых измерений вычислялось отношение интенсивности ЕИЭМПЗ, зарегистрированной на пикете измерений, к интенсивности, зарегистрированной реперной станцией в это же время. Невозмущенным полем следует считать участки со значениями близкими к 1. Высокие значения свидетельствуют о наличии зон трещиноватости или напряжений растяжения на данном пикете, низкие значения – зонах сжатия. Несмотря на то, что в ноябре 2010 г. на этом участке еще не было крупных отколовшихся блоков, а только наметились трещины закола протяженностью около 10 м и величиной раскрытия 2-10 см, на этом пикете участок с чрезвычайно высокими значениями электромагнитных полей, интерпретированный как зона растяжения, сменяется резко отрицательной аномалией, связанной с напряжениями сжатия (рисунок 2). Такая мозаичная структура поля говорит об активности оползня на этом участке газопровода. В месте резкой смены знака поля очень высокая вероятность схода оползня. Кроме этого, дешифрирование космических снимков показало здесь наличие зоны пересечения 2х разломов, которые способствовали активизации оползневых процессов. Из вышесказанного был сделан вывод, что данный оползень представляет прямую угрозу газопроводу и требует незамедлительного принятия управляющих решений.

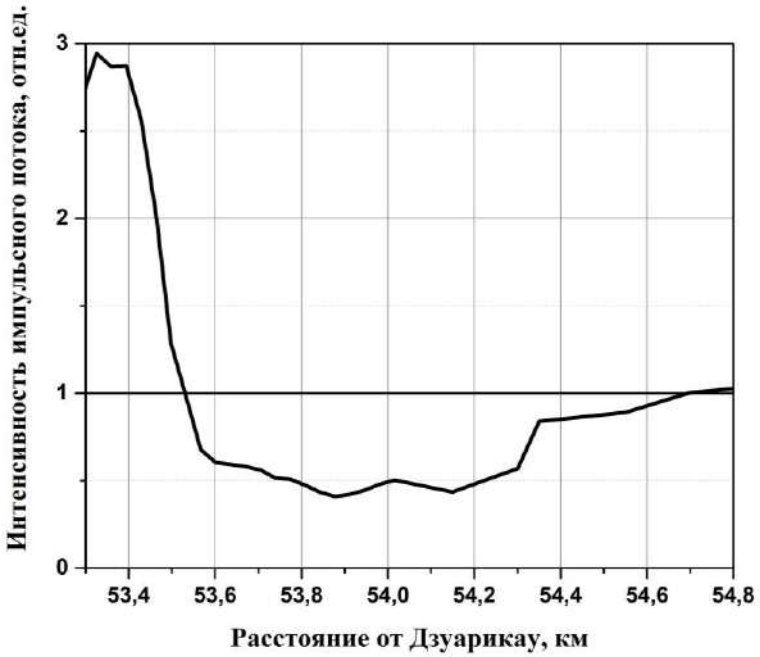


Рис. 2. Аномалии ЕИЭМПЗ по трассе газопровода. 2010 год

За период с ноября 2010 г. до апреля 2019 г. вертикальная осадка оползневых накоплений на этом участке составила более 3х метров. Сравнительный анализ результатов изме-

рения показал, что с изменением рельефа в результате активизации оползня изменилось и НДС горных пород на этом участке. За период с 2010 до 2019 года каждый год проводились профильные измерения аномалий ЕИЭМПЗ с целью наблюдения за изменением НДС грунтов на этом участке. Места откалывания новых блоков и просадки грунта хорошо прогнозировались. Данные инструментального контроля согласуются с результатами геоморфологического анализа.

На текущий момент последние инструментальные полевые исследования с целью оценки НДС данного участка были проведены в марте 2019 г. В 2019 году оползнеопасный склон не имеет признаков свежих оползневых деформаций. Однако опасность развития оползня сохраняется. Данные оценки НДС методом ЕИЭМПЗ подтверждают наличие аномального состояния грунтов в низовой части оползня (рис. 3).

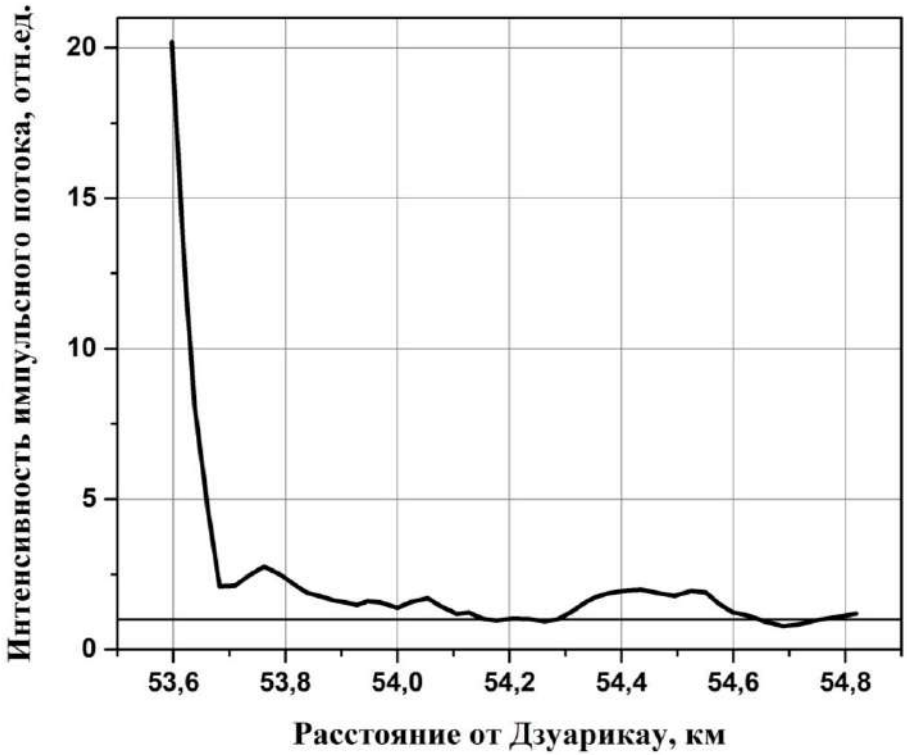


Рис. 3. Аномалии ЕИЭМПЗ по трассе газопровода. 2019 год.

Авторы статьи выражают благодарность Горбатову В.Н. и Коновалову Ю.Ф. за помощь в геологической интерпретации полученных материалов.

Исследование было выполнено в рамках госбюджетной темы № АААА-А17-117013050036-3 и при поддержке гранта РФФИ № 18-47-700005р_а.

Литература

1. Гордеев В.Ф., Малышков Ю.П., Шталин С.Г., Малышков С.Ю., Поливач В.И., Задериголова М.М. Мониторинг напряженно-деформированного состояния оползневого склона по параметрам радиошумов системой АСК-ГП // Конгресс «Гео-Сибирь-2010». Т. 1, ч.2. С. 8-12.

2. Малышков Ю.П., Малышков С.Ю. Периодические вариации геофизических полей и сейсмичности, их возможная взаимосвязь с движением ядра Земли // Геология и Геофизика. 2009. Т.50. С. 152-172.

3. Мастов Ш.Р., Саломатин В.Н., Яворович Л.В. Выявление степени деформации участков оползня методом регистрации импульсов электромагнитного поля // Инженерная геология. 1983. № 2. С. 98-101.

4. Шталин С.Г., Гордеев В.Ф., Малышков и др. Регистратор импульсных электромагнитных полей для мониторинга геодинамических процессов и геофизической разведки // Датчики и системы. №4. 2012. С. 32-37.

5. Yury P. Malyshkov, Sergey Yu. Malyshkov, Vasily F. Gordeev, Sergey G. Shtalin, Vitaly I. Polivach, Vladimir A. Krutikov, Michail M. Zaderigolova Electromagnetic Fields: Principles, Engineering Applications and Biophysical Effects Earth's Natural Electromagnetic Noises in a Very-Low Frequency Band. Editors Myung-Hee Kwang and Sang-Ook Yoon (New York: Nova Science Publishers) 2013, P. 1-86

УДК 550.34

О ПЕРСПЕКТИВНЫХ НАПРАВЛЕНИЯХ РАЗВИТИЯ СРЕДСТВ И МЕТОДОВ ПОВЫШЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ ДАГЕСТАНА

Таймазов Д.Г.[1,2], Мамаев С.А.[2], Мамаев А.С.[2]

[1]ДФ ФИЦ ЕГС РАН, Махачкала, Россия

[2]ИГ ДНЦ РАН, Махачкала, Россия

Наиболее сейсмоактивными регионами России являются Камчатка и Курильские острова, где Тихоокеанская литосферная плита сталкивается с Евразийской, Северный Кавказ, находящийся в области взаимодействия сразу нескольких плит, а также район в окрестностях озера Байкал. Как отметил на недавней пресс-конференции «Прогноз землетрясений в России» заведующий отделением сейсмологии Института физики земли РАН Г.А. Соболев, России не хватает станций наблюдения за движениями земной коры в наиболее сейсмоопасных регионах. В долгосрочном плане Г.А. Соболев и его коллеги прогнозируют на территории нашей страны как минимум два крупных землетрясения: на границе Чечни и Дагестана и по соседству с Петропавловском-Камчатским. При этом если на Камчатке сейсмологи отслеживают все подземные колебания, то на Северном Кавказе, по его словам, наблюдений практически не ведется.

Однако следует уточнить, что после Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 года прогностические наблюдения (сейсмические, геофизические и геохимические) на территории Дагестана не прекращались, но ввиду хронического недофинансирования они, как по продолжительности и детальности, так и по охвату сейсмоактивных территорий, никогда не отвечали в полной мере требованиям, предъявляемым к подобным наблюдениям. Тем не менее, в ходе этих работ в Институте геологии ДНЦ РАН был выполнен ряд теоретических разработок в области аппаратуры и методики прогностических наблюдений, защищенных 27 авторскими свидетельствами и патентами РФ и на базе которых предложены новые подходы к прогнозу землетрясений. При этом мы исходили из общепризнанного положения о том, что наиболее информативными для прогностических целей являются прямые площадные деформационные наблюдения. Их реализации препятствуют несовершенство существующей аппаратурной базы и методов площадных деформационных наблюдений, обработки и интерпретации результатов, чем и определяется актуальность проводимых исследований. В ходе этих исследований нами получены результаты, включающие новые алгоритмы и компьютерные программы обработки и интерпретации геофизических наблюдений, а также новые аппаратурные комплексы, создающие определенный научный задел для дальнейших исследований. Они заключаются в следующем.

1. Разработана обобщенная модель подготовки очага тектонического землетрясения, содержащая основные признаки трех известных моделей сейсмогенеза – Stick-slip, ЛНТ и Консолидационной модели [8]. На ее основе разработана стратегия прогноза сильных землетрясений по распределению амплитуд скачков сдвиговых деформаций на дневной поверх-

ности, обусловленных сейсмическими событиями средней силы [19, 22, 34]. Показано, что по ним, а также по площадным наблюдениям микросейсмической эмиссии, можно оценить магнитуды будущих толчков и определить координаты их очагов уже на докритической стадии подготовки, соответствующей этапу долго- и среднесрочного прогноза, что существенно упрощает также задачу прогноза времени землетрясения. Согласно предложенному и запатентованному нами способу прогнозирования землетрясений [29] микросейсмическую эмиссию предполагается регистрировать только из выделенного на глубине 3-10 км (в зависимости от геологических условий) слоя компетентных пород (компетентного слоя), перекрывающего в плане зону подготовки землетрясения.

2. Разработаны алгоритм и компьютерная программа OchagZeml.exe (в DELPHI) для определения по распределению в плане наблюдаемых амплитуд аномалий геофизических полей магнитуд и координат очаговых зон ожидаемых землетрясений. В основу программы заложен алгоритм локализации очагов землетрясения по данным площадных наблюдений геофизических полей, амплитуды которых убывают с расстоянием от источника (потенциального очага) по закону обратных кубов, например, касательных напряжений и микросейсмической эмиссии [22].

3. На территории Дагестана, помимо упомянутой выше приграничной с Чеченской Республикой зоны, по нашим наблюдениям можно выделить еще два потенциально сейсмоактивных района – эпицентральная область Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 года с магнитудой 6,7, для которого период повторяемости составляет примерно 40 лет (Кумторкалинская зона), и область сейсмического затишья в Центральном Дагестане, ограниченная координатами $42^{o}.00$-$42^{o}.70$ с.ш. и $46^{o}.70$-$48^{o}.00$ в.д., в которой после относительно высокой сейсмоактивности в 2000 г. (за вторую половину 2000 года здесь произошло 4 землетрясения средней силы с магнитудами 3.1, 4.6, 4.6, 4.7, три из которых – в ее центральной области вблизи населенных пунктов Мекеги и Муги) не наблюдалось ощутимых землетрясений (сейсмическая брешь второго рода с кольцевой сейсмичностью [17]). Более детальное рассмотрение этой зоны показало следующее: 1) до активизации в 2000 г., в предыдущие 10 лет (с 1991 года) здесь также имело место полное сейсмическое затишье; 2) по палеосейсмическим данным в историческом прошлом на этой территории произошел ряд значимых сейсмических событий; 3) в течение 2002-2008 гг. наблюдалась тенденция к расширению зоны затишья, что находится в согласии с Консолидационной моделью подготовки землетрясений И.П. Добровольского. Активизация в 2000 г. центральной области этой зоны может быть интерпретировано как завершающий этап консолидации.

4. На этой площади создана наблюдательная сеть из 40 пунктов, равномерно покрывающих зону сейсмического затишья [13]. Координаты пунктов определялись с использованием системы GPS. Для определения уровня микросейсмической эмиссии на пунктах использовался вертикальный сейсмограф с пороговой чувствительностью к событиям 4 энергетического класса при глубине очагов микроземлетрясений до 10 км. Для спектрального анализа записей микросейсмической эмиссии разработана и апробирована специальная программа SPECTR на алгоритмическом языке DELPHI.

Для расширения исследований на этой площади разработано и изготовлено 6 комплектов передвижных цифровых сейсмостанций на базе сейсмодатчиков СМ-3. Это суще-

ственно облегчит сбор наблюдательного материала, необходимого для составления карты площадного распределения уровня микросейсмической эмиссии, апробации программы «OchagZeml» на реальных данных, ее доводки и выявления кольцевых структур в изолиниях микросейсмической эмиссии для возможного определения по ним координат и магнитуды очаговой зоны ожидаемого землетрясения в Дагестане.

В конечном итоге целью этих исследований является экспериментальная проверка предлагаемого подхода к долго- и среднесрочному прогнозированию землетрясений.

5. Разработана схема лабораторного эксперимента с использованием испытательной машины для независимой проверки обобщенной модели подготовки очага и предлагаемого алгоритма прогнозирования места и силы землетрясения по деформационным и сейсмоакустическим наблюдениям на искусственном образце, моделирующем реальную сейсмогенерирующую структуру. Эксперимент будет заключаться в деформировании бетонного куба с внесенным в него двухмерным мягким включением (моделирующим разлом) с введенными в него разномасштабными жесткими включениями в виде перемычек, самая крупная из которых моделирует потенциальную ОЗ главного толчка. По всей площади одной из граней куба, перпендикулярных к «разлому», располагаются тензодатчики и приемники акустических сигналов. Обработке по программе OchagZeml.exe будут подвергнуты скачки деформаций окрестности «ОЗ главного толчка» после разрушения перемычек меньшего масштаба, а также уровень акустической эмиссии, регистрируемый приемниками в периоды относительного затишья.

Для независимой апробации алгоритма разработана также схема лабораторного эксперимента с большими (до 1 м) образцами без использования испытательной машины, которая воспроизведёт модель Stick-slip в условиях чистого сдвига. Для инициирования сдвиговых деформаций в эксперименте предполагается использовать вес самих образцов.

6. Разработан и запатентован способ определения изменений напряженно-деформированного состояния земной коры по изменениям относительных амплитуд отклика (ОАО) и времен запаздывания отклика (ВЗО) уровней воды в скважинах на бароваривации с использованием когерентных гармоник во временных рядах наблюдений этих величин, например, полусуточной гармоники S_2 [27]. Теоретические оценки указывают на зависимость передаточной функции «атмосферное давление – уровень воды в скважине» от условий заложения скважины (ее глубины, удаленности от разрывных нарушений, степени трещиноватости пород между коллектором и скважиной и т.д.). Эти выводы подтверждены также на данных почасовых измерений атмосферного давления и уровней воды в скважинах «Каспийск-115», «Айды» и «Серебряковка» в Дагестане, заложенных в различных геодинамических условиях [33] (за 2000-2008 гг. уже накоплено более 160 000 реализаций). Для калибровки ОАО и ВЗО в единицах деформаций используются приливные волны в деформациях, амплитуды и фазы которых определяются независимо. Для этого разработана и апробирована компьютерная программа «Period Searcher». С ее помощью во временных рядах атмосферного давления уверенно выделяются устойчивые гармоники S_1 и S_2, причем амплитуда S_2 существенно больше S_1, что позволяет нам использовать ее как зондирующий сигнал в исследованиях напряженно-деформированного состояния земной коры. Цель этих исследований – развитие нового подхода к оценке изменений напряженно-деформирован-

ного состояния земной коры по откликам пьезометрических уровней воды в скважинах на вариации атмосферного давления.

Комплексный анализ результатов микросейсмических и гидрогеодинамических наблюдений даст дополнительную информацию о напряженно-деформированном состоянии земной коры на территории Дагестана и сопредельных регионов.

7. Мы уже отмечали выше преимущества прямых деформационных наблюдений перед наблюдениями вторичных предвестников, в том числе и проводимыми нами микросейсмическими и гидрогеодинамическими наблюдениями. Однако проблема организации прямых площадных деформационных наблюдений, без которых последние теряют во многом свою прогностическую ценность, упирается в проблему создания деформационных станций, пригодных для этих целей по метрологическим и технико-экономическим характеристикам. Исходя из этого, мы в течение ряда лет проводили теоретические исследования по совершенствованию аппаратурно-методической базы геофизических наблюдений, которые завершились разработкой эскизного проекта деформационной станции траншейного типа (ДСТТ) [23], которая базируется на следующих предложенных нами аппаратурных разработках: 1) Емкостный преобразователь перемещений [11, 12] (пат. РФ № 2281457, 2006); 2) Газожидкостный гравиметр [13, 14] (пат. РФ № 2282218, 2006); 3) Вертикальный гравитационный градиентометр [15, 16] (пат. РФ № 2292065, 2007); 4) Гравитационный вариометр [17] (пат. РФ № 2290674, 2006); 5) Двухкоординатный струнный наклономер (пат. РФ № 2287777, 2006); 6) Многокомпонентный скважинный деформограф [18] (пат. РФ № 2282143, 2006); 7) Проволочный экстензометр [19, 20] (пат. РФ № 2282138, 2006); 8) Гидростатический нивелир [21, 22] (пат. РФ № 2282144, 2006); 9) Глубинный геодезический репер [10] (пат. РФ № 2282145, 2006). Основные достоинства этих разработок заключаются в долговременной стабильности характеристик и наличии эффективной компенсации влияния экзогенных факторов (температуры, атмосферного давления, влажности, а также их градиентов), что позволяет размещать их в неглубоких траншеях.

ДСТТ представляет собой проложенные в направлениях С-Ю и В-З две субгоризонтальные пересекающиеся траншеи с перекрытием длиной порядка 50-200 м и сечением около 2.5′1 м^2, в которых установлены проволочные экстензометры и гидростатические нивелиры. Для повышения информативности дополнительно может быть проложена и оборудована диагональная траншея. На пересечениях траншей пробурены три субвертикальные скважины глубиной 100-200 м (до скальных пород), в которых устанавливаются многокомпонентные скважинные деформографы, наклономеры-сейсмографы и глубинные геодезические репера, верхние концы которых выходят в траншею (к экстензометрам и гидронивелирам) или на дневную поверхность (для геодезических измерений) и в реальном масштабе повторяют движения пород в местах закрепления в скважинах их нижних концов. На одном из пересечений траншей располагается лабораторное помещение станции, где устанавливаются гравиметр, гравиградиентометр, вариометр и аппаратура для предварительной обработки и передачи информации в центральный пункт системы прогнозных наблюдений.

По предварительным расчетам описанная ДСТТ в 20÷50 раз дешевле, чем известная подземная деформационная станция штольневого типа, что делает реальным создание в сейсмоопасных районах сети ДСТТ с интервалами порядка 30-50 км. Создание такой сети

существенно расширит круг контролируемых параметров земной коры, в число которых войдут: 1) локальные объемные деформации вмещающей среды; 2) локальные линейные деформации в трех ортогональных координатах; 3) величина и направление максимальных сдвиговых деформаций; 4) азимут простирания и угол падения плоскости максимальных сдвиговых деформаций; 5) деформация кручения относительно вертикальной оси; 6) сейсмодеформации по трем координатам в широком частотном и динамическом диапазоне; 7) локальные наклоны по двум ортогональным азимутам; 8) сейсмоакселерограммы по трем ортогональным координатам в динамическом диапазоне 100 децибел; 9) среднемасштабные (□100 м) линейные деформации по трем ортогональным координатам; 10) градиенты среднемасштабных линейных деформаций (по разнесенным в плане ДСТТ); 11) среднемасштабные наклоны земной коры в двух ортогональных азимутах (гидронивелиры); 12) крупномасштабные горизонтальные движения земной коры (по геодезическим измерениям с использованием глубинных реперов); 13) вертикальные движения земной коры (по гравиметрическим наблюдениям); 14) неприливные изменения силы тяжести и ее производных, обусловленные тектоническими причинами; 15) амплитуды и фазы приливных гармоник во временных изменениях деформаций, наклонов, силы тяжести и ее градиентов. Становится возможным регулярное разномасштабное картирование всех перечисленных параметров, что означает качественно новый уровень деформационного мониторинга земной коры.

Кроме того, каждая разработка в отдельности может быть применена и в других областях деятельности: в геодинамических наблюдениях, геологоразведке, для измерения малых сил в прецизионных гравитационных экспериментах [1, 3 26], для деформационного мониторинга крупных наземных инженерных сооружений (ГЭС, АЭС, ускорительных и антенных комплексов, зданий и т.п.) [20, 22, 23, 27, 35], в прецизионных станках и системах позиционирования (например, в сканирующем атомно-силовом микроскопе), что придает их реализации дополнительную актуальность.

Разумеется, реализация ДСТТ возможна только при наличии целевого финансирования, но в завершенном виде, вместе с технологией ее установки, проведения наблюдений, обработки и интерпретации результатов она могла бы стать предметом экспорта в такие экономически развитые страны с сейсмически активной территорией как США, Япония, Китай, Индия, Турция, Греция, Италия, что обеспечило бы многократную окупаемость всех финансовых затрат.

8. Для повышения информативности проводимых геофизических исследований в перспективе, при наличии дополнительного финансирования, предусмотрена разработка технологии режимных просвечиваний сейсмоактивных зон Восточного Кавказа с использованием тяжелых вибросейсмоисточников Кубанского государственного университета. Выбор и апробацию оптимальных трасс просвечивания и методики обработки данных предполагается осуществить совместно с Геофизическим полигоном Кубанского ГУ. В ходе выполнения этих работ планируется решить следующие задачи: 1) поиск скоростных контрастов между выделенными ранее в зоне сейсмического затишья объемами с повышенным и пониженным уровнем сейсмической эмиссии, сопоставление результатов вибропросвечиваний с резуль-

татами ГГД наблюдений; 2) сопоставление всех наблюдений с сейсмическим режимом контролируемой территории и временами пробега сейсмических волн от естественных источников (по региональному каталогу), поиск комплексных предвестников землетрясений; 3) вибропросвечивание сейсмически активной структуры на границе сочленения складчатого сооружения Восточного Кавказа и Терско-Каспийского передового прогиба и разрывных нарушений антикавказского простирания для уточнения их геометрических параметров (координат, глубин заложения, азимутов простирания и углов падения); 4) вибропросвечивание массива горных пород в зоне влияния водохранилища Чиркейской ГЭС в Дагестане для выявления изменений скоростных характеристик среды, связанных с сезонными изменениями уровня воды в водохранилище; 5) комплексная обработка и интерпретация микросейсмических и гидрогеодинамических наблюдений с результатами вибропросвечиваний земной коры Восточного Кавказа для уточнении параметров сейсмогенерирующих структур и выявления новых предвестников землетрясений.

9. Хотя триггерная роль искусственных водохранилищ в сейсмическом процессе общеизвестна, но с точки зрения сейсмической опасности их роль явно преувеличена. Как показано в обзоре Х. Гупта и Б. Растоги [19], в общем потоке сильных сейсмических событий доля «плотинных» землетрясений крайне незначительна, а влияние самих водохранилищ сводится, по-видимому, лишь к незначительной коррекции времени срабатывания очага тектонического землетрясения (как правило, в сторону ускорения) и, как следствие, магнитуды главного толчка, преимущественно в сторону уменьшения. Тем не менее, сосредоточение сейсмопрогностических наблюдений вблизи искусственных водохранилищ с переменной нагрузкой на ложе с научной точки зрения оправдано, во-первых, самоподобием геологических процессов, позволяющим «переложить» закономерности, установленные для сравнительно слабых «плотинных» землетрясений, на тектонические землетрясения, во-вторых, существенно большей частотой повторяемости последних, позволяющей быстро накапливать материал для статистической обработки. Статистический материал накоплен в итоге наших многолетних (с 1975 по 1989 гг.) геофизических исследований в районе Чиркейского водохранилища, у которого наблюдаются существенные сезонные колебания уровня (их амплитуда составляет 40 м, что соответствует изменению веса воды в водохранилище на 1,5 млрд т). К этим аргументам добавился еще один: выяснилось, что прилегающий к водохранилищу массив обладает высокой чувствительностью к тектоническим процессам, в том числе и предсейсмическим [7]. Мы объясняем это тем, что ввиду больших значений градиентов водонасыщенности пород предвестниковые деформации прибрежного массива приводят к большим изменениям интенсивности фильтрационных процессов, что проявляется в вариациях фильтрационного потенциала (естественное поле), кажущегося электросопротивления, а также компонентов магнитного и гравитационного полей. Большая протяженность периметра водохранилища повышает вероятность воздействия на него региональных тектонических деформаций, т.е. оно выступает в роли своеобразной «антенны», улавливающей предвестниковые деформации земной коры на значительном удалении от водохранилища. По нашим оценкам вблизи Чиркейского водохранилища мы в состоянии зарегистрировать аномальные деформации, соответствующие подготовке землетрясения с

магнитудой 5,5-6,0 в радиусе до 200 км. Важно, что при этом открывается возможность по амплитудам аномалий геофизических полей прогнозировать также степень возможного воздействия на водохранилище ожидаемого землетрясения, что поможет в разработке защитных мероприятий.

10. Неотъемлемой частью мер по обеспечению сейсмической безопасности является сейсмическое районирование и микрорайонирование. Согласно карте общего сейсмического районирования (ОСР-97), прибрежная и предгорная части Республики, в которых сосредоточена большая часть инфраструктуры Дагестана, переведены в девятибалльную зону сотрясений. В соответствии с нормами и правилами, разработанными в свое время ЕССCН и Госстроем РФ, сейсмическое микрорайонирование городов и других объектов должно обновляться через каждые 10 лет. Связано это как с изменением геолого-сейсмологической ситуации, так и с освоением новых площадей, занимаемых под строительство зданий и промышленных сооружений. В этой связи предлагается возобновить работы и по созданию сети сейсмометрических станций для изучения поведения зданий и сооружений в городах и крупных населенных пунктах республики во время землетрясений. Результаты этих исследований будут применены строителями–проектировщиками для оптимизации и выбора сейсмостойких конструктивных решений, что также будет способствовать существенному снижению степени сейсмического риска. Проведение работ по инженерно-геологическому районированию на территориях, охваченных микрорайонированием, позволит выполнить корректировку генпланов, приводящую к существенному уменьшению затрат на строительство и антисейсмические мероприятия [9, 15, 21]. Планируются также исследования по оценке сейсмической опасности ответственных объектов промышленного и гражданского назначения, а также источников вторичной сейсмической опасности в Дагестане (каскад ГЭС, ТЭЦ, водохранилища, оползневые массивы, трубопроводные системы и т.д.).

Для снижения сейсмического риска территорий городов и крупных населенных пунктов Дагестана необходимо провести сейсмическое микрорайонирование, которое не проводилось со времен развала Советского Союза. К первоочередным объектам для проведения сейсмического микрорайонирования относятся следующие города и населенные пункты: Махачкала, Каспийск, Дербент, Буйнакск, Избербаш, Кизилюрт, Хасавюрт, Кизляр, Бабаюрт. Для некоторых городов, таких как Избербаш, Хасавюрт, Кизилюрт, Кизляр ранее не существовали карты сейсмического микрорайонирования, а были составлены временные схемы инженерно-геологического районирования, которые в настоящее время не отвечают нормам для проектирования и строительства. Известно, что многие объекты в республике возводятся без должного соблюдения строительных норм и правил [6, 10, 12, 14, 35, 36, 38]. К примеру, последняя карта сейсмического микрорайонирования г. Махачкала была составлена более 30 лет назад [15, 37]. За это время город значительно увеличился по занимаемой площади, т.е. вышел за пределы карты сейсмического микрорайонирования, следствием чего является значительное увеличение степени сейсмического риска при возможном сильном землетрясении.

Ниже в таблице 1 приведены сведения об имеющихся картах (схемах) сейсмического микрорайонирования территорий городов и населенных пунктов РД.

Таблица 1

Сведения о существующих картах (схемах) сейсмического микрорайонирования городов Республики Дагестан

Название карты сейсмического микрорайонирования, масштаб, численность населения	Год разработки, год корректировки	Организация исполнитель	Площадь карты СМР, площадь города в пределах современного генплана	Основные методы СМР, примененные при разработке карты	Примечание
1	2	3	4	5	6
Карта сейсмического микрорайонирования г. Махачкала; М:1:10000.Около 700 тыс.чел.	1988 г.	Трест Ставрополь-Тизис	62 км^2 100 км^2	А,Б,В,Г	Повышение исходной сейсмичности в СНиП II-7-81, (ОСР-97) выход районов перспективной застройки за пределы существующей карты СМР
Карта сейсмического микрорайонирования г.Каспийск; М:1:10000 150 тыс.чел.	1990 г.	Трест Ставрополь-Тизис	25 км^2 32 км^2	А,Б,В,Г	Повышение исходной сейсмичности в СНиП II-7-81 (ОСР-97), выход районов перспективной застройки за пределы существующей карты СМР
Карта сейсмического микрорайонирования г. Дербента; М:1:10000 140 тыс.чел.	1985	Трест Ставрополь Тизис	21 км^2 30 км^2	А,Б,В,Г	Повышение исходной сейсмичности в СНиП II-7-81, (ОСР-97) выход районов перспективной застройки за пределы существующей карты СМР, подтопление отдельных участков территории города
Карта сейсмического микрорайонирования г. Буйнакска; М:1:10000 40 тыс.чел	1974	Дагестангражданпроект	18 км^2 22 км^2	А,Б,В,Г	Повышение исходной сейсмичности в СНиП II-7-81, (ОСР-97) выход районов перспективной застройки за пределы существующей карты СМР, подтопление отдельных участков территории города
Карта сейсмического микрорайонирования г.Избербаша; М:1:10000 50 тыс.чел	Временная схема 1997	Дагестангражданпроект	20 км^2	А,Б,В,Г	Повышение исходной сейсмичности в СНиП II-7-81, (ОСР-97) выход районов перспективной застройки за пределы существующей карты СМР, подтопление отдельных участков территории города

1	2	3	4	5	6
Карта сейсмического микрорайонирования г.Кизилюрта; М:1:10000 30 тыс.чел.	Временная схема		20 км^2	А,Б,В,Г	Повышение исходной сейсмичности в СНиП II-7-81, (ОСР-97) выход районов перспективной застройки за пределы существующей карты СМР, подтопление отдельных участков территории города
Карта сейсмического микрорайонирования г. Хасавюрта; М:1:10000 60 тыс.чел.	Временная схема		20 км^2	А,Б,В,Г	Повышение исходной сейсмичности в СНиП II-7-81, (ОСР-97) выход районов перспективной застройки за пределы существующей карты СМР, подтопление отдельных участков территории города
Карта сейсмического микрорайонирования г. Кизляра; М:1:10000, 50тыс. чел.	Временная схема		25 км^2	А,Б,В,Г	Повышение исходной сейсмичности в СНиП II-7-81, (ОСР-97) подтопление отдельных участков территории города

В заключение кратко перечислим те задачи, которые вытекают из вышеизложенного и будут выполнены в рамках плановой тематики.

1. Совершенствование компьютерной программы OchagZeml, апробация ее на модельных и реальных примерах.

2. Полигонные испытания и наладка разработанных и изготовленных нами передвижных цифровых сейсмометров (6 комплектов). Наблюдения в режиме опроса микросейсмической эмиссии на 40 пунктах, заложенных в зоне сейсмического затишья в Дагестане, накопление и систематизация данных площадных наблюдений. Обработка данных с использованием модернизированной программы OchagZeml.exe, поиск кольцевых структур в их площадном распределении для возможной локализации очаговой зоны готовящегося землетрясения.

3. Продолжение наблюдений за выявленной ранее динамикой расширения площади зоны сейсмического затишья на территории Дагестана с использованием данных локальной сети Дагестанского филиала Геофизической службы РАН и проводимой нами регистрации микросейсмической эмиссии.

4. Апробация нового метода определения изменения напряженно-деформированного состояния земной коры (патент №2316027): 1) гармонический анализ многолетних гидрогеодинамических наблюдений в 3-х скважинах на территории Дагестана по модернизированной программе «Period Searcher»; 2) составление временных рядов ОАО и ВЗО по двум устойчивым гармоникам S_1 и S_2 в атмосферном давлении и поиск в них приливных гармоник путем повторной обработки по программе «Period Searcher»; 3) корреляционный анализ временных рядов ОАО и ВЗО и временного ряда сейсмических событий.

5. Комплексный анализ результатов микросейсмических и гидрогеодинамических наблюдений, уточнение по ним напряженно-деформированного состояния земной коры на территории Дагестана.

6. Разработка и изготовление 3-го варианта МСД с тангенциальным расположением обкладок емкостного преобразователя, изготовление и сборка стенда для лабораторного исследования МСД, разработка рабочих чертежей опытного образца МСД, разработка рабочих чертежей лабораторного образца проволочного экстензометра (ПЭ), подготовка проектов МСД, ПЭ и других разработок к представлению на конкурсы инновационных проектов.

При наличии дополнительного финансирования могут быть решены следующие задачи.

1. Разработка технического проекта, изготовление и исследование лабораторного образца ДСТТ. Проектирование, изготовление и тестирование опытного образца ДСТТ.

2. Реализация лабораторного эксперимента с использованием испытательной машины для независимого тестирования алгоритма и программы OchagZeml.exe; реализация лабораторного эксперимента без использования испытательной машины, в условиях чистого сдвига.

3. Разработка и практическая реализация технологии режимных просвечиваний сейсмоактивных зон Восточного Кавказа с использованием тяжелых вибросейсмоисточников Кубанского государственного университета.

4. Возобновление геофизических наблюдений в окрестности Чиркейского водохранилища для регистрации аномальных деформаций, предваряющих сильные тектонические землетрясения.

5. Обобщение результатов комплексного анализа микросейсмических и гидрогеодинамических наблюдений, а также вибросейсмического просвечивания и разработка практических рекомендаций по широкому использованию предлагаемого комплекса при исследовании напряженно-деформированного состояния массива горных пород.

6. Сейсмическое районирование и микрорайонирование городов и крупных населенных пунктов на территории Дагестана и сопредельных регионов.

Литература

1. Taimazov D.G. Precision Wire Extensometer for Seismoprognostic Observations // Seismic Instruments. 2009. Vol. 45. P. 78-82.

2. Taimazov D.G. Stringed Vertical Gravimetric Gradient Meter // Seismic Instruments, 2009. Vol. 45. P. 115-118.

3. Taimazov D.G. Three_Fluid Hydrostatic Level. Seismic Instruments. 2010. Vol. 46, № 1. P. 75-77.

4. Taimazov D.G. Ways to Improve Metrological and Operational Characteristics of Liquid Gravimeters // Seismic Instruments. 2009. Vol. 45. P. 110-114.

5. Taimazov D.G. Wide_Range Displacement Capacitance Transducer for Precision Instruments and Positioning Systems // Seismic Instruments. 2009. Vol. 45. P. 75-77.

6. Абдулганиева Т.И., Самедов Ш.Г., Мамаев С.А., Курбанисмаилова А.С. Экологиче-

ские аспекты охраны природных вод Дагестана // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. 2019. № 2 (77). С. 55-59.

7. Гупта Х., Растоги Б. Плотины и землетрясения. М.: Мир, 1979. 251 с.

8. Добровольский И.П. Механика подготовки тектонического землетрясения. М.: Наука, 1984. 188 с.

9. Заалишвили В.Б. Сейсмическое микрорайонирование территорий городов населенных пунктов и больших строительных площадок. М.: Наука, 2009. 350 с.

10. Магомедов Р.А., Мамаев С.А. Некоторые результаты исследований геотектонических условий и современной сейсмичности восточного Кавказа // Геология и геофизика Юга России. 2019. Т. 9. № 1. С. 29-42.

11. Магомедов Р.А., Мамаев С.А. Сейсмотектонические и геодинамические особенности дагестанского сектора Восточного Кавказа // Вестник Дагестанского государственного технического университета. Технические науки. 2015. № 4 (39). С. 127-135.

12. Мамаев С.А., Сулейманов В.К., Мамаев А.С. Современное применение гис-технологий при мониторинге экзогенных процессов в Республике Дагестан // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. 2019. № 1 (76). С. 61-66.

13. Мамаев С.А., Таймазов Д.Г., Магомедов Р.А., Магомедов Ю.М., Магомедов А.Г., Никуев Р.Ю. Наблюдения за микросейсмической эмиссией на территории Дагестана // Ресурсы подземных вод Юга России и меры по их рациональному использованию, охране и воспроизводству». Тр. ИГ ДНЦ РАН. Вып. 55. Махачкала, 2009. С. 279-281.

14. Мамаев С.А., Черкашин В.И., Магомедов Р.А. Организация инженерно-сейсмологических и сейсмометрических прогнозных исследований в Дагестане // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. 2007. № 51. С. 27-34.

15. Отчет о СМР территории перспективной застройки г. Махачкала // Госстрой РСФСР. «СтаропольТизис». Пятигорск, 1988. 550 с.

16. Прогноз землетрясений. Душанбе – Москва: ДОНИШ, 1984. № 3. 216 с.

17. Рикитаке Т. Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1979. 388 с.

18. Сейсмические приборы. 2008. Т. 44, № 3. С. 55-58.

19. Таймазов Д.Г. Аппаратурно-методические аспекты детерминистического подхода к прогнозу землетрясений // Вестн. ДНЦ РАН. 2000. № 6. С. 38–44.

20. Таймазов Д.Г. Безмаятниковый гравитационный вариометр // Сейсмические приборы. 2009. Т. 45, № 3. С. 55-58.

21. Таймазов Д.Г. Водохранилище как индикатор сейсмотектонических деформаций // Тез. докл. междун. научн. конф. к 275-летию РАН. Махачкала: Изд-во ДНЦ РАН, 1999. С. 350-351.

22. Таймазов Д.Г. Многокомпонентный скважинный деформограф // Вестн. ДНЦ РАН. 2006. № 26. С.9-16.

23. Таймазов Д.Г. О возможности создания многокомпонентной деформационной станции траншейного типа для сейсмопрогностических наблюдений // Сейсмические приборы. 2009. Т. 45, № 4. С.69-76.

24. Таймазов Д.Г. О возможности экспериментального обнаружения эффекта экранирования гравитации // Вест. ДНЦ РАН. 2000. №8. С. 34-39.

25. Таймазов Д.Г. О путях улучшения метрологических и эксплуатационных характеристик газожидкостных гравиметров // Сейсм. приборы. 2008. Т. 44, № 4. С.27-35.

26. Таймазов Д.Г. Прецизионный проволочный экстензометр для сейсмопрогностических наблюдений // Сейсм. приборы. 2008. Т. 44, № 3. С. 55-58.

27. Таймазов Д.Г. Способ определения изменений напряженно-деформированного состояния земной коры: Патент РФ № 2316027. БИ № 3. 2008

28. Таймазов Д.Г. Способ прогнозирования землетрясений: Патент РФ № 2325673. БИ № 15. 2008.

29. Таймазов Д.Г. Способ прогнозирования сильных землетрясений: Патент РФ № 2282220. БИ № 23. 2006.

30. Таймазов Д.Г. Струнный вертикальный гравитационный градиентометр // Сейсм. приборы. 2008. Т. 44, № 4. С. 36-42.

31. Таймазов Д.Г. Трехжидкостный гидростатический нивелир // Сейсмические приборы. 2009. Т. 45, № 2. С. 42-45.

32. Таймазов Д.Г. Широкодиапазонный емкостный преобразователь перемещений для прецизионных приборов и систем позиционирования // Сейсм. приборы. 2008. Т. 44, № 3. С. 48-54.

33. Таймазов Д.Г., Лугуев Т.С., Шарапудинов Т.И. Об изменчивости функций связи между когерентными гармониками во временных рядах атмосферного давления и пьезометрических уровней в скважинах // Ресурсы подземных вод Юга России и меры по их рациональному использованию, охране и воспроизводству». Тр. ИГ ДНЦ РАН. Вып. 55. Махачкала, 2009. С. 279-282.

34. Таймазов Д.Г., Мамаев С.А. О перспективах развития системы сейсмической безопасности территории Дагестана // Сейсмическая опасность и управление сейсмическим риском на Кавказе. Труды IV Кавказской международной школы-семинара молодых ученых / Под ред. В.Б. Заалишвили редактор. Владикавказ: ЦГИ ВНЦ РАН и РСО-А, 2011. С. 224-235.

35. Таймазов Д.Г., Мамаев С.А. О развитии новых подходов к проблеме сейсмической безопасности территории Дагестана с использованием геофизических наблюдений // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. 2010. № 56. С. 236-244.

36. Таймазов Д.Г., Мамаев С.А., Абакаров А.Д., Таймазов М.Д. О состоянии и перспективах развития системы сейсмической безопасности территории Дагестана // Вестник Дагестанского научного центра РАН. 2013. № 51. С. 36-42.

37. Черкашин В.И., Дорофеев В.М., Крамынин П.И., Магомедов Р.А., Мамаев С.А., Никуев Р.Ю. Организация инженерно-сейсмометрической службы в Республике Дагестан // Вестник Дагестанского научного центра РАН. 2003. № 14. С. 25-37.

38. Черкашин В.И., Мамаев С.А., Магомедов Р.А. Сейсмомониторинг и оценка сейсмического риска территории Дагестана // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. 2006. № 50. С. 287-291.

УДК 622.831-550.371.2

КОНТРОЛЬ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ГОРНОГО МАССИВА ЗВУКОВЫМИ И ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫМИ ИМПУЛЬСАМИ

Чотчаев Х.О., Забирченко Д.Н., Трофименко С.Н.

ГФИ ВНЦ РАН, Владикавказ, Россия

Аннотация. Сложная, трудоемкая и опасная сфера хозяйственной деятельности, горнодобывающая отрасль, специализирующаяся на добыче твердых полезных ископаемых способом подземных выработок, больше всего подвержена природным и техногенным воздействиям негативного характера, начальная стадия развития которых заключается в накоплении напряжений упругих деформаций. Производство горнодобывающей отрасли ведется во все времена с высокой степенью риска из-за сложности геолого-структурных, тектонических и геотехнических условий разреза, и как следствие, присутствия определенной неизвестности геологического характера за пределами визуального обзора на любой стадии изученности разреза и многообразия негативно воздействующих факторов на устойчивость массива горных пород, учесть влияние которых по полному списку пока не представляется возможным.

Процесс напряженно-деформированного развития среды условно начинается дислокацией в кристаллах, протекает образованием зоны трещиноватости в породах и заканчивается обрушением массива (разломом в естественных условиях). Каждый этап развития характеризуется амплитудно-частотными особенностями. Реакция массива на действие деформирующего напряжения проявляться нарушением электрических связей в кристаллической решетке. Изменения дипольных моментов при ковалентной связи ведут к возникновению электромагнитных импульсов, а остаточные деформации в виде дислокаций создают акустические волновые поля.

Анализ природы физических полей как производных деформаций среды, переходящие со временем в механические необратимые изменения структуры пород и структурно-тектонического строения массива, дает возможность установления количественной зависимости интенсивности этих полей и состояния безопасности разрабатываемого массива.

Физические поля как производные атомно-молекулярной основы горных пород и внутренних связей

В вопросах, касающихся механики горных пород, всякие эмпирические рассуждения, экспериментальные утверждения и теоретические выкладки основываются на предположении об их упругой природе, независимо от генезиса, допуская при этом широкий диапазон упругих сред – от мягкопластичных грунтов до практически абсолютно твердых минеральных образований. Горная порода представляет собой моно- или полиминеральное образование, сцементированное межмолекулярными связями зерен и частиц совершенных кристаллов, обусловленными электромагнитным взаимодействием электронов и ядер одной молекулы с электронами и ядрами другой [1].

Силы межмолекулярных связей проявляются дипольным, электромагнитным и кван-

тово-дисперсным воздействиями. Если по какой-либо причине твердое тело деформировано, то в нем возникает упругая сила, направленная на восстановление его первоначального состояния. Она всегда направлена противоположно деформирующей силе, вызванной нарушением естественного состояния горного массива.

Крепость пород определяется межмолекулярным взаимодействием составляющих породу частиц, скомпонованных на атомно-молекулярном уровне согласно равновесному расположению, когда потенциальная энергия молекулы минимальна, вытекающая из положения равновесия кулоновских сил притяжения ядер и электронов и отталкивания ядер и соответственно электронов друг от друга.

В свою очередь устойчивость молекулы, кристалла или минерала как целого обеспечивается взаимодействием атомов, т.е. химической связью, которая значительно превышает силу межмолекулярного взаимодействия (при одном и том же минеральном составе крепче те породы, которые более мелкозернистые).

Устойчивая атомно-электронная пара (химический элемент) в строго соответствующих количествах посредством определенного типа связи образует молекулы, которые, в свою очередь, в соединении с другой атомно-электронной парой или другой молекулой, образуют кристаллы и минералы, совокупность которых и есть горная порода.

В горных породах преобладает ковалентная (гомеополярная) связь направленная, т.е. электронное облако одного атома находится одновременно под воздействием и другого атома, а электронное облако второго атома находится и под воздействием первого атома, при этом электронное облако вытянуто между атомами.

Физика межмолекулярного взаимодействия обусловлена электромагнитным взаимодействием электрона и ядер одной молекулы с электронами и ядрами другой, подобно атомному взаимодействию. Энергия межмолекулярных взаимодействий складывается из трех видов взаимодействия: ориентационного, индукционного и дисперсного [2].

Взаимодействие молекул ориентационного вида обязано присутствию дипольного момента. Сила притяжения между молекулами зависит от их ориентации относительно друг друга. Максимальная сила взаимодействия молекул наблюдается в том случае, когда их дипольные моменты сориентированы в одном направлении, по одной линии. Энергия притяжения ориентационного вида для двух молекул приблизительно может быть выражена формулой:

$$E_{ор}=k(m_1^2*m_2^2)/r^6 \quad (1)$$

здесь k – коэффициент, зависящий от температуры;

m_1, m_2 – дипольные моменты молекул; r – расстояние между молекулами.

Индукционное взаимодействие обусловлено взаимодействием электронного дипольного момента одной молекулы с индуцированным ей дипольным моментом другой полярной или неполярной молекулы. Энергия индуцированного взаимодействия приблизительно может быть выражена формулой

$$E_{инд.}= – k(\alpha_1 m_1^2 * \alpha_2 m_2^2)/r^6 \quad (2)$$

где α_1 и α_2– поляризуемость молекул.

При квантово-механических флуктуациях электронной плотности возникает дисперсионное взаимодействие молекул за счет смещения зарядов при движении электронов вокруг ядер и образования мгновенных диполей, которые индуцируют мгновенные диполи в соседней молекуле, что ведет к их взаимодействию.

Энергия дисперсного взаимодействия определяется по формуле:

$$E_{дис.} = -\frac{3}{2}(\alpha_1\alpha_2 I_1 I_2)/I_1 I_2 r^6 \quad (3)$$

здесь I_1 и I_2 – потенциалы ионизации молекул.

Дисперсионное взаимодействие слабо экранируется, и поэтому взаимодействие между частицами легко определить суммированием взаимодействий между молекулами и атомами в обеих частицах, например, с помощью интегрирования в предположении аддитивности межмолекулярных (межатомных) взаимодействий. Приращение энергии молекулярного притяжения на единицу площади частиц можно вычислить на основании формулы Бура и Гамакера [3].

Для вывода уравнения энергии молекулярного притяжения между частицами воспользуемся уравнением энергии притяжения одной молекулы [4].

$$U=\pi Cn/6x^3 \quad (4)$$

где, x – расстояние между атомами одной частицы и поверхностью другой; C – константа; n – число атомов. Если обозначить расстояние между атомом одной частицы и поверхностью другой частицы через x = r + h, где h – расстояние между частицами; r – расстояние атома от поверхности частиц, а число взаимодействующих атомов через n, то приращение энергии молекулярного притяжения на единицу площади частиц составит

$$dU=-\pi n^2 Cdr/6(r+h)^3 \quad (5)$$

После интегрирования получим,

$$U=-\pi n^2 C/12h=A/12\pi h^2 \quad (6)$$

где A – константа Гамакера, имеющая значение порядка 10^{-19} Дж.

На основании формулы Бура и Гамакера можно определить (ориентировочно) прочность молекулярных связей между зернами.

Удельная сила взаимодействия между зернами (прочность межмолекулярных связей), исходя из предыдущего, уравнения будет:

$$f=A/6\pi h^3 \quad (7)$$

Минимальное расстояние между зернами горной породы равно сумме радиусов соприкасающихся атомов.

Принимая $h= 3\times10^{-10}$ м, получим:

$$f=10^{-19}/6*3,14*(3*10^{-10})^3=3,7*10^9 Па, \quad (8)$$

что выше прочности самых прочных горных пород, таких как кварц.

Физические и химические основы межмолекулярных связей горных пород одновременно являются предвестниками протекающих нарушений этих связей, причиной которых

является увеличение напряжений в породах и последующие упругие или остаточные деформации. Исходя из основ межмолекулярных связей, очевидно, что индикатором являются электромагнитные поля, поскольку деформации кристаллической решетки вызывают изменение расстояний между атомами и квантово-механические флуктуации электронной плотности частиц (молекул, атомов). Мгновенное распределение электрического заряда молекулы, которому отвечает мгновенный дипольный момент молекулы (или более высокого порядка мультипольный момент), индуцируя электрический мультипольный момент в другой молекуле. Лавинный эффект мгновенных мультипольных моментов создает энергию дисперсионного взаимодействия, которая проявляется в виде импульсов электромагнитного поля $E_{\text{дисп.}}$

Физико-химические изменения на атомном и межмолекулярном уровне приводят к изменению плотности упаковки, сейсмической жесткости, возникновению импульсов электромагнитного поля, а также к механическим повреждениям среды в виде дислокаций, трещинообразования, отслаиваний, отскоков, сопровождающиеся акустическим эффектом [5, 6].

Напряжения на массив и характеристики возникающих при этом физических полей разные для разных геологических сред, но в целом рудовмещающим массивам Центрального Кавказа, представляющим собой метаморфические, магматические, вулканогенно-осадочные комплексы, наиболее характерны реакции в виде акустических импульсов и электромагнитных колебаний в звуковом диапазоне частот. Пластические деформации, связанные с появлением и развитием дефектов на уровне структурно-текстурных особенностей материала в виде микро- и макротрещин и аллотропических изменений кристаллической решетки, проявляются в виде отдельных акустических импульсов, являющихся универсальным признаком обнаружения разномасштабных трещин по частотному спектру излучения [7]. Такие импульсы проявляются в кристаллической решетке даже в области упругости, а возникают от того, что среда неоднородна на уровне текстурно-структурной упаковки, нагружена неравномерно и в отдельных областях происходит пластическая деформация, хотя в целом процесс остается упругим [8].

Регистрация амплитудно-частотных характеристик по определенному физическому параметру всего цикла развития и протекания напряженно-деформированного процесса на опасных участках горных выработок решает прямую задачу геофизики в виде графического представления спектральных характеристик деформационных изменений, качество интерпретации которых будет определять своевременность и полноту предупреждающих мер по минимизации рисков негативных последствий.

Результаты исследований акустической реакции и электромагнитных импульсов упруго и пластически деформированных породных массивов.

Напряженно-деформированное изменение представляется динамическим процессом и проявляется смещениями и сдвигами на межмолекулярном уровне структурно-тектонической упаковки горной породы. Некоторые физические параметры претерпевают изменения на фоне локальных своих значений, (скорости упругих волн, плотность), другие поля полностью являются производными деформирующих напряжений (ЭМИ, акустическая эмиссия, звуковые волны, оптическая поляризация).

На временном интервале от начала упругих деформаций среды до полного разрушения относительные изменения значений фундаментальных физических параметров не превышают 12-15%, в то время как величины наведенных параметров полностью являются представительными (аномальными), при условии корректного выделения сигнала из комплекса помех, от чего застрахованы параметры первой группы. В том и другом случаях начальная стадия упругого деформирования вызывает повышение значений параметров скоростей упругих волн и плотности, если массив испытывает сжатие и наоборот понижение абсолютных значений параметров, если массив испытывает растяжение. В случае звуковых волн и электромагнитных импульсов высокочастотный спектр соответствует стадии упругого деформирования, низкие – стадии образования сколов, вывалов, обрушений по плоскостям трещиноватости.

В нагруженном состоянии горной породы в определенный момент, когда напряжение усилия приближается к пределу прочности, происходит образование микротрещин и излучение упругих волн звукового диапазона частот, названный эффектом акустической эмиссии. По частотному спектру можно судить о размерах трещин, об уровне силового напряжения на локальный блок пород и в целом о стадии напряженного состояния массива или его части.

Акустические волны, соответствующее начальной стадии деформации в виде образования микротрещин, будут характеризоваться малой длительностью (порядка микросекунд или долей микросекунд). Амплитуда и энергия импульса при этом может меняться в широком диапазоне.

Кривая цикла акустической эмиссии от начала нагружения породы до полного разрушения будет дифференцироваться характерными амплитудно-частотными спектрами, отражающими стадии деформаций на уровнях кристаллической решетки, структурно-текстурных изменений и тектонической блокировки [9].

Продольно-сдвиговые смещения при непрерывно возрастающем давлении перестают быть упругими, упругая деформация переходит в пластическую и часть энергии расходуется на диссипативные потери, что эквивалентно понижениям абсолютных значений физических параметров массива.

Вторым важным физическим параметром, наряду с акустическим, является электрическая проводимость и магнитная восприимчивость, определяющие трансформирующие и генерирующие свойства геологической среды электромагнитные импульсы, во взаимодействии с электромагнитными полями естественной и искусственной природы других источников.

Генерация электромагнитных импульсов (ЭМИ) представляется следствием динамических процессов в земной коре, сопровождающихся перемещением относительно друг друга структурных блоков, восходящим движением магматических расплавов, дислокационными изменениями в процессе горообразования, прочими сейсмотектоническими подвижками. Следовательно, перед горными ударами или в момент подготовки землетрясения участки горного массива или поверхностные слои Земли испытывают усиленные деформации. Возникновение сигналов ЭМИ в крепких горных породах происходит, как правило, в диапазоне 2-7 кГц (рис.1).

Использование метода ЭМИ в решении задач обнаружения, мониторинга развития события в виде напряженного деформирования среды, предупреждения катастрофических

последствий и прогноза таких крупных геодинамических событий как обрушения, горные удары на рудниках и шахтах, а также землетрясения представляет огромный интерес с точки зрения обеспечения безопасности подземных горнопроходческих работ.

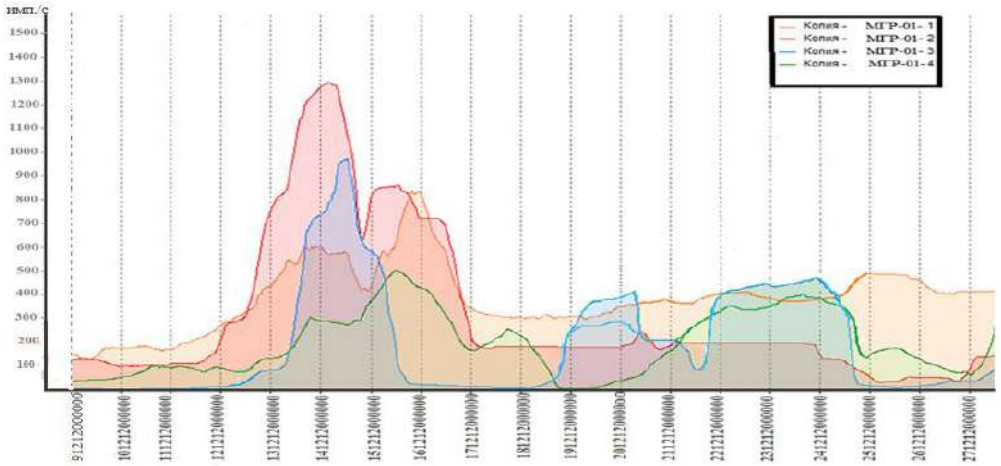
Применение метода ЭМИ для решения комплекса обозначенных задач обосновывается зависимостью возникающих аномальных электромагнитных полей от механики приложенных сил природно-техногенного характера, являющейся первопричиной возникновения напряженно-деформированного состояния блока, массива, геологического участка или целой территории.

Для программирования и организации безаварийной работы необходимо иметь представление об изменениях напряженно-деформированного состояния опасных подземных участков и технологических линий на всем временном интервале появления и развития напряженно-деформированного состояния среды, для принятия адекватных мер инженерной защиты, обеспечения сохранности машин и оборудования, своевременного вывода персонала в безопасное место.

Аппаратурно-методический комплекс мониторинга напряженно-деформированного состояния исследуемой среды должен обеспечивать обнаружение деформационных изменений уже на уровне не более 20% от разрушающего напряжения.

Плотность и точность наблюдений должны отражать полный цикл нагружения с учетом петрофизических, литологических, тектонических особенностей исследуемого геологического объекта, а точность оценки напряженно-деформированного состояния не должна превышать установленное допустимое вариационное отклонение параметра ЭМИ от среднего значения кривой нагружения, равное 5-20 % от разрушающего напряжения [10].

Основным недостатком контроля механического состояния подземных горных объектов электромагнитным методом является многообразие электромагнитных полей, точная идентификация природы которых представляет собой не простую задачу.



Садоно-Унальское рудное поле. Разведочная штольня Верхний Згид

Рис. 1. Графики электромагнитной активности в зоне прогнозируемого провала в штольню

Решению этой проблемы может способствовать использование нескольких дополнительных широкополосных детекторов для регистрации электромагнитных импульсов вне зоны исследуемого объекта. В предположении, что частотная характеристика излучаемых массивом электромагнитных импульсов за счет изменяющегося напряженного состояния будет более высокочастотной во всем объеме.

Отличие спектральных характеристик ЭМИ локального породного массива за счет напряженно-деформированного состояния от таковых региональных геологических структур и внешних факторов атмосферного, ионосферного характера, позволяет локализовать аномальное поведения участков геологического разреза.

Для регистрации акустических волн использовалась цифровая 48-и канальная сейсмостанция «**SGD-SEL/48**», частотный диапазон регистрирующего канала составлял 0-3180 Гц. В качестве приемных устройств использовались вертикальные сейсмоприемники электродинамического типа GS20–DX, которые с шагом 1 м жестко были закреплены к западной стене выработки на высоте 1,20 м. Мониторинг проводился с 09 декабря по 27 декабря 2012г.

Условные амплитудные характеристики в виде усредненных значений по всем 48-и каналам представлены на рис.2.

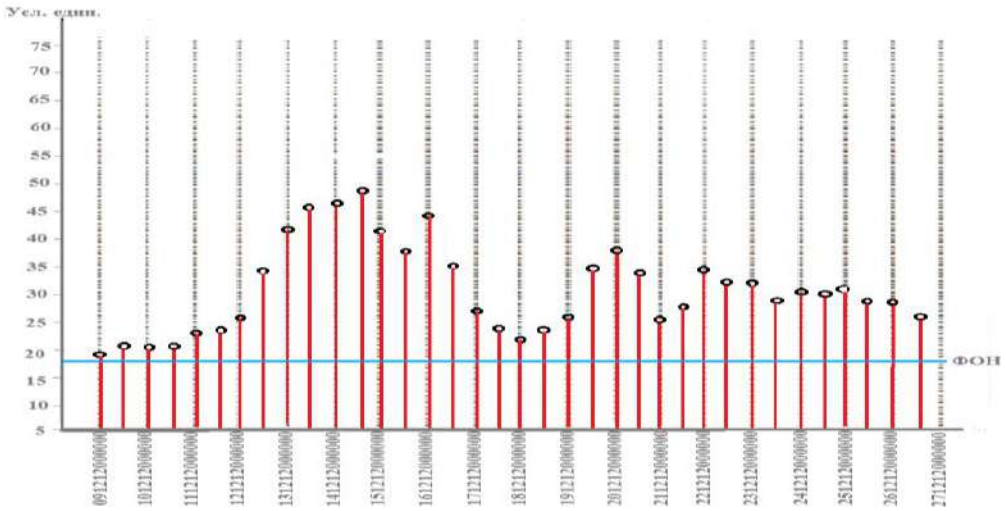


Рис. 2. Амплитудная характеристика акустических сигналов

Временной ряд электромагнитных импульсов и амплитудные характеристики естественных акустических волн за наблюденный период отчетливо демонстрируют информативность рассматриваемых параметров и позволяют предположить существование определенных напряжений на площади, с чем могли быть связаны аномальные отклонения естественных электромагнитных импульсов и естественных акустических волн. Справедливости ради отметим, что вскоре в 40–50м к югу от площадки наблюдения был обнаружен провал с поверхности в штольню радиусом основания порядка 30 м.

Выводы

1. Механизм развития эндогенных геодинамических процессов объясняется на атомно-молекулярной основе горных пород и внутренних связей.

2. Ранняя стадия проявления пластических деформаций в горной породе теоретически связывается с изменениями на уровне кристаллической решетки, текстурной и структурной упаковок породы, сопровождающихся лавинообразным проявлением микротрещин в особых очаговых точках и генерацией электромагнитных и акустических колебаний в широком диапазоне частотного спектра.

3. В качестве неразрушающего контроля состояния массива наиболее эффективны наблюдения за естественными акустическими волнами, возникающими за счет акустико-эмиссионного процесса в напряженном массиве, а также метод естественных электромагнитных импульсов, генерируемых локальными геологическими структурами и массивами в напряженно-деформированном состоянии.

Литература

1. Зварыгин В.И. Влияние водной среды на прочность структуры промывочной жидкости // Совершенствование техники и технологии бурения скважин на твердые полезные ископаемые: Межвуз. сб. Екатеринбург, 1994. С. 126-130.

2. Молекулярные взаимодействия. / Пер. с англ. Э.Д. Германа; под ред. А.М. Бродского.М.: Мир, 1984. С. 49-50.

3. Коллоидная химия. 1982. 246 с.

4. Ананьев В.П., Коробкин В.И. Инженерная геология. М.: Высш. шк., 1973. 299 с.

5. Богомолов Л.М., Боровский Б.В., Закупин А.С., Мубассарова В.А., Сычев В.Н., Сычева Н.А. От экспериментов В.А. Степанова по электропластическим эффектам в кристаллах NaCl к современным исследованиям электрочувствительности трещинообразования в горных породах // XVIII Петербургские чтения по проблемам прочности и роста кристаллов, посвященные 100-летию со дня рождения члена-корреспондента АН СССР профессора А.В.Степанова. СПб., 2008. С. 3-17.

6. Фейнман Р.Р., Лейтон Р.В., Сендс М. Фейнмановские лекции по физике. // Физика сплошных сред. Т.7. М.: Мир, 1966. С.7-23.

7. Леонтьев А.В. Физические и методические аспекты акустоэмиссионого контроля напряженно-деформированного состояния массива горных пород // Интерэкспо ГеоСибирь. 2013. Том 2, № 3.

8. Deutsch W.L., Koerner R.M., Lord A.E. Determination of prestress of in situ soils using acoustic emission // J. Geotech. Engrg., ASCE. 1989, V. 115. №2, P. 228-245.

9. Dr. Adrian Pollock Physical Acoustics Corporation (PAC) Author’s reprint from the book Metals Handbook), 9th edition, vol. 17, ASM International (1989): P. 278-294.

10. Методическое руководство…,2009; Власов и др, 2000; Шамелис ,1956; Теличенко и др., 2010

УДК 550.34.09-550.837.213

КОМПЛЕКСНЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВУЛКАНА ЭЛЬБРУС

Шемпелев А.Г.[1], Заалишвили В.Б.[1],Чотчаев Х.О.[1], Шамановская С.П.[2]

[1]ГФИ ВНЦ РАН, Владикавказ, Россия

[2]Северо-Кавказское ПГО, Ессентуки, Россия

Аннотация. Для определения вектора устойчивого социально-экономического развития активной в геодинамическом отношении горной и предгорной территории Приэльбрусья крайне важно знать состояние и структурные особенности высочайшего в Европе молодого стратовулкана Эльбрус, причислению которого к числу потухших вулканов противоречит множество признаков геодинамического, геофизического, термографического, химического, радиоизотопного и т.д. характера. Вулканы Эльбрус и Казбек, располагаются на пересечениях продольных и субширотных разломов. В качестве поперечных нарушений выделяются линеаменты зоны субмеридионального простирания, которые ограничивают с запада и с востока известное Транскавказское субмеридиональное поднятие, имеющее мантийное начало. Возможность возобновления активной вулканической деятельности вулкана Эльбрус и прогнозирование масштабов поражения окружающей территории зависят от степени изученности протекающих в недрах вулкана геодинамических процессов, качественной и количественной оценки агрегатного состояния внутрикамерного вещества и пространственных параметров элементов вулканического аппарата. Геолого-геофизические разрезы по сети региональных профилей глубинных геофизических исследований в Предкавказье и на российской территории центральной части Большого Кавказа характеризуются сходством в элементах глубинного строения и пологонадвиговой кинематикой взаимодействия с консолидированной корой коллажа закавказских микроплит, обрамляющих с севера Аравийскую плиту. Вулканы Центрального Кавказа возникли в коллизионной обстановке, предполагается связь вулкана Эльбрус с Главным Кавказским надвигом как структурой коллизионного столкновения. Использованный комплекс геофизических исследований методами обменных волн землетрясений (МОВЗ), микросейсмического зондирования (ММЗ), магнитотеллурического зондирования (МТЗ), гравимагнитной съёмки, анализ данных космической технологии построения линеаментной структуры и оценка поля тектонической раздробленности (неоднородности) литосферы, физическим параметром которого является степень тектонической раздробленности (в единицах удельной длины линеаментов) конкретного объема жесткой оболочки Земли, также учет данных радиоуглеродного датирования, теплового поля, изотопной оценки позволяют считать основные характеристики Эльбруса (вулканическая камера с заполнителем относительно низкой плотности, жерловый канал, магматический очаг, повышенное тепловое поле, вариации величин изотопно-гелиевых отношений, сейсмическая брешь под вулканическим сооружением и, наконец, незначительные энергетические разгрузки, происходящие по пологим маломощным зонам на северо-восточных и восточных склонах, где наблюдаются паразитические жерла вулкана Эльбрус), присущими активному вулкану.

Введение

Определение природы возникновения вулканов Северного Кавказа позволяет дать оценку состояния их современного развития, пространственным характеристикам структурных элементов вулканических аппаратов, энергетическим потенциалам, прогнозировать риски катастрофического развития природных событий, связанных с вулканической деятельностью. В качестве примера рассматривается вулкан Эльбрус.

Ответ на многие вопросы геологической истории развития Большого Кавказа дает геодинамическая обстановка взаимодействия Скифской плиты и коллажа южных микроплит,

подпираемых с юга Аравийской плитой, равно как и однозначная интерпретация пространственного положения Главного Кавказского надвига, в плоскости которого приходят в соприкосновение коллизионные структуры. К сожалению, на сегодняшний день, при наличии многообразия мнений, однозначного ответа на эти вопросы нет. На пересекающих структуру Большого Кавказа единичных разрезах глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ) вдоль профилей Степное – Бакуриани и Волгоград – Нахичевань [1-6], отработанных в 60-х годах XX века, и в материалах комплексных геофизических исследований методами обменных волн землетрясений, магнитотеллурических зондирований и гравимагнитометрии вдоль региональных профилей, правда, в большинстве своём не имеющих продолжений на южном склоне Большого Кавказа, полученных в последние десятилетия, структуры, характерные для геодинамической обстановки субдукции не наблюдаются. В первую очередь это касается отсутствия прослеживаемой зоны Беньофа и распределения очагов землетрясений в сейсмофокальной зоне в верхах мантии. На основе [7] временного разреза, построенного по разности времен первых вступлений Р-волн и значений времен среднестатистического годографа дифференцированы скоростные блоки разреза, построены глубинные границы от коротких осей синфазности (докритических отражений) и точек дифракции, что сближает глубинные разрезы ГСЗ и МОГТ и дает представление о распределении мелкомасштабных неоднородностей и разрывной тектонике. На этих разрезах основной рой очагов землетрясений концентрируется на глубинах до 25 км. Граница орогена Большого Кавказа и Предкавказья отмечается сменой знака значений разности времен с отрицательного на положительный. Здесь же прослеживается крутопадающая зона сгущений коротких отражающих площадок (докритические отражения), уходящая в верхнюю мантию. Зона пересекает оболочку и границу Мохо без видимого смещения. Граница Мохо под платформенной частью Скифской плиты располагается на глубине порядка 37 – 40 км, в то время как под орогеном Большого Кавказа опускается до глубины более 50-ти км, образуя прогиб. Кинематика элементов разреза исключает признаки субдукции.

Оценка геотектонических, геодинамических особенностей вулканической обстановки на одном из самых больших вулканических центров Кавказа, на вулкане Эльбрус, в течение порядка полутора десятка проводилась большим комплексом независимых исследований. Исследования велись глубинными геофизическими методами с использованием энергии землетрясений (МОВЗ), электроразведки на основе импульсов естественных электромагнитных полей Земли (МТЗ), новейших научных разработок на базе рэлеевских длиннопериодных микросейсмических волн Земли (ММЗ). Привлечены данные космических технологий дифференцирования геологического разреза на различных глубинных уровнях путем анализа трехмерного поля тектонической раздробленности литосферы, радиоуглеродные определения и изотопный анализ по установлению геодинамической обстановки возникновения вулкана Эльбрус и хронологии циклов его вулканической активности.

По имеющимся данным можно заключить, что особенности геодинамики Большого Кавказа в целом и его Центральной части соответствуют коллизионному этапу развития. Современные максимальные горизонтальные перемещения (10-17 мм/год) на юге зон коллизии с постепенным уменьшением в северном направлении (до 1-7 мм/год в пределах

Ставропольского поднятия) и вертикальные (до 8-13мм/год) перемещения отдельных блоков земной коры также наблюдаются только в пределах коллизионной структуры.

Установлено нарастание сейсмической активности в направлении с юга на север за последние 25-30 лет (Спитакское, Рачинское, Джавское, Параванское, Чалдыранское и другие, более мелкие землетрясения). Следовательно, эта структура действительно характеризуется повышенной сейсмической и вулканической активностью.

Признаки геодинамической активности вулкана Эльбрус и условий возникновения

Повышенный интерес к проблеме вулканической активности Эльбруса основывается не только на данных комплекса геолого-геофизических, космических, радиологических исследований, но и на хронологической повторяемости проявления вулканизма по данным радиоуглеродного датирования [8, 9], согласно которым в голоцене активность вулкана Эльбрус, как из вершинных, так и из мелких паразитических кратеров, происходила в интервалах времени 7300 -7200, 6000 – 5800, 5200, 4000, 2900, 2600 гг. до нашей эры и в I–II веках нашей эры. Отмечено [10], что в течение последних 6 тысяч лет сильные землетрясения и катастрофические извержения происходили в данном районе в разное время. Это объясняется геодинамическим положением Эльбрусского вулкана в системе активных разломов Приэльбрусья [11]. Согласно [10] вулканическая постройка обрамляется с севера системой активных разломов в зоне Пшекиш-Тырныаузского глубинного дизъюнктива – Чемарткольского и Кизилкольского правых сдвигов. С юга она подрезана также правосторонним Адылсууским активным сдвигом. В ответ на правосдвиговые сейсмогенные, импульсные и геологические криповые смещения по разломам северного и южного обрамления область вулкана и пересекающий ее в центральной части левосдвиговый Сылтранский разлом запад-северо-западного простирания оказываются в области близширотного растяжения и проседания фундамента, аналогично бассейнам типа присдвигового растяжения, что характерно для меридиональных структур в пределах Транскавказского поперечного поднятия.

Хотя в районе Эльбрусского вулканического центра наблюдается обширная зона сейсмического затишья, в которой фиксируется значительно меньшее количество сейсмических событий, чем в окружающих областях, нынешние признаки проявления эндогенных и экзогенных процессов на вулкане Эльбрус следует считать достаточно активными, хотя и не разрушительными: горячие массы до сих пор сохраняются в его недрах и «подогревают» имеющиеся источники (так называемые «Горячие Нарзаны» с температурой +52°С и +60ºС), обильно насыщенные углекислым газом и минеральными солями, а сквозь трещины просачивается запах сернистых газов. В глубинах вулкана зарождаются и насыщаются многие знаменитые источники лечебных курортов Пятигорска, Кисловодска, всего района Кавказских Минеральных Вод.

Известно, что различные магматические комплексы возникают при определенных геодинамических обстановках, для наиболее типичных из которых установлены вулканические комплексы-индикаторы. Количественный и качественный анализ химического состава вулканических комплексов позволяет наиболее точно устанавливать геодинамическую обстановку их образования [12-14].

Вулканиты, сформировавшиеся в обстановке межконтинентальной коллизии, имеют свой геохимический облик, отличающий их от вулканогенных образований других геодинамических обстановок. К коллизионным образованиям следует относить вулканиты, представленные известково-щелочными и щелочными сериями пород со слабым проявлением в их химизме процессов кристаллизационной дифференциации (за исключением наиболее кислых разностей). На тройных дискриминационных диаграммах в координатах SiO_2-K_2O-TO_2, и SiO_2-K_2O-MgO типично коллизионные вулканиты отображаются в определенном поле, располагающемся между полями вулканитов зон субдукции и континентального рифтинга.

Кроме того коллизионным вулканитам свойственны специфические особенности.

Спектры редкоземельных элементов (REE) коллизионных вулканитов, в общем, отличаются повышенной концентрацией легких REE и существенно меньшим обогащением тяжелой части спектра, что отражается в высоких отношениях La/Lu, причем отмечается большее обогащение спектров основных пород по отношению к кислым. Спектры пород среднего состава весьма компактны в легкой части и отличаются значительными вариациями в тяжелой части спектра. Спектры кислых пород более однородны, а для пород с содержанием SiO_2>73% проявляется отчетливо выраженная Eu – аномалия.

Для полных спектров основных пород, нехарактерных для собственно коллизионного вулканизма, свойственно отчетливое проявление максимумов Ba, Th, La, иногда Tb и минимумов Sr, Y, иногда Ti. Собственно коллизионные вулканиты среднего состава, значительно более, чем основные, обогащены крупноионными элементами. Характерны максимумы Th, La, Tb, Yb и минимумы K, Sr, Ti, Y. Менее выражены и не столь характерны минимумы Hf и максимумы Zr. Кислые вулканиты рассматриваемой группы еще более обогащены крупноионными элементами. При общей схожести их геохимических спектров с аналогичными спектрами средних пород для первых следует отметить большую амплитуду максимумов и минимумов, увеличивающуюся по мере возрастания кислотности и характерные максимумы Zr и Ta, а также отчетливый минимум P.

Важным признаком, противоречащим состоянию потухшего вулкана, является распределение отношений изотопов стронция и неодима в породах лавовых потоков, характеризующих докальдерный и кальдерный с посткальдерным циклы развития Эльбрусского вулканического центра, а также вывод о присутствии мантийной компоненты в расплавах, сформировавших Эльбрусский вулканический центр и поступающих на поверхность из промежуточной камеры и глубинного очага [15].

Важное значение для оценки состояния развития вулкана имеет и распределение концентраций отношений легкого и тяжелого изотопов гелия $^3He/^4He$ в спонтанных газах минеральных источников Приэльбрусья. Максимальные величины этих отношений концентрируются в пределах Эльбрусской кальдеры вдоль западного и северного подножий, вдоль восточной части современной вулканической постройки и на южном склоне Большого Кавказа вблизи селения Мазеры.

Таким образом, согласно приведенным геохимическим характеристикам к группе собственно или типично коллизионных вулканитов можно отнести вулканогенные образования Большого Кавказа, что подтверждает развитие и активную вулканическую деятельность вулкана Эльбрус в геодинамической обстановке коллизии плит.

С точки зрения неотектоники структура Большого Кавказа сформировалась в обстановке общего субмеридионального сжатия при горизонтальном перемещении литосферных плит. В результате произошло тектоническое скучивание и перераспределение геологических масс, наращивание континентальной коры, широкое развитие чешуйчато-складчатых структур и возникновение интенсивного магматизма. Сформировавшаяся морфоструктура Большого Кавказа в целом отличается наличием ориентированных в субширотном и запад-северо-западном направлениях линейно вытянутых тектонических структур, сети субширотных разрывных нарушений и складчатых дислокаций, осложненных разрывными структурами субмеридиональной ориентировки. Поперечные относительно Кавказской структуры тектонические зоны, по-видимому, явились следствием неравномерного распределения сжимающих сил по фронту соприкосновения микроплит-террейнов, подпираемых с юга Аравийской плитой, с континентальными плитами, в результате чего стали возникать сдвиговые нарушения, определившие блоковую структуру горного сооружения Большого Кавказа. В результате такой геодинамики имели место лево- и право-сдвиговые зоны ЮЗ, ЮВ и субширотного простираний и надвиги общекавказской ориентировки на всю мощность земной коры и литосферы [5, 16].

Коллизионные вулканиты Кавказского сегмента представлены известково-щелочными и субщелочными сериями, среди которых выделяются базальт-андезит-дациты миоплиоценового возраста с преобладанием андезидацитов и дацитов с наиболее низким содержанием щелочей. Позднекайнозойский известково-щелочной вулканизм в Кавказском регионе проявился не в обстановке субдукции, а в условиях сильнейшей коллизии и характеризуется геохимическими особенностями, отличающими его от субдукционного вулканизма.

В тектоническом плане вулкан Эльбрус расположен на пересечении продольного разлома Сылтранский и поперечного – Эльбрусский.

Блоковое строение по линеаментной структуре Центрального Кавказа, построенной по космическим фотографиям различной разрешающей способности с использованием в качестве условного параметра степень тектонической раздробленности, на территории вулкана в радиусе 15 км [17] дифференцируется на блоки с субгоризональными границами раздела:

• по подошве верхней части коры, отделяющей верхний 5-километровый слой, характеризующийся максимальными горизонтальными градиентами рассматриваемого поля и минимальными размерами (2-5 км) выделяемых объектов;

• по подошве слоя земной коры, приуроченной к глубинам порядка 10 км, в пределах которой характерные размеры выделяемых объектов 15-20 км;

• по подошве слоя земной коры с глубинами порядка 20 км и размерами объектов 25-30 км;

• по подошве слоя земной коры с глубинами порядка 40 км и размерами объектов 30-35 км;

• по подошве слоя земной коры с глубинами порядка 50 км (возможно, и глубже) и размерами выделяемых объектов более 60 км. Третья граница отождествляется с подошвой коры гранитоидного типа, пятая – с границей Мохоровичича.

На этом профиле в пределах литосферы Центрального Кавказа можно выделить два структурных этажа (с границей между ними на глубинах порядка 20 км), нижний из кото-

рых отождествляется с корой базальтоидного типа (его подошва фиксируется на глубинах несколько более 50 км).

Проявление вулкана Эльбрус и элементов его вулканического аппарата в физических полях

Несколько лет назад завершено создание относительно равномерной сети региональных профилей глубинных геофизических исследований в Предкавказье и на российской территории Большого Кавказа, за исключением его восточной части (рис.1). В результате этих работ, как уже говорилось, в дополнение к уже известным транскавказским профилям ГСЗ 60-х годов, вдоль Адыгейского профиля (Дагомыс-Абадзехская-Гиагинская), впервые с равномерным шагом наблюдений, в том числе в районах с высокогорным рельефом, получена комплексная геофизическая характеристика глубинного разреза земной коры вкрест простирания структуры Большого Кавказа [18]. На основании результатов инструментальных наблюдений методами обменных волн землетрясений (МОВЗ) и магнитотеллурических зондирований (МТЗ), а также ранее выполненных гравимагнитных съёмок, сделано предположение, что структура Большого Кавказа возникает в результате пологого надвига (наползания) земной коры Скифской эпигерцинской плиты на консолидированную кору закавказской (Черноморской) микроплиты [5]. При этом процессе происходит погружение краевой части последней в мантию, за счёт чего увеличивается толщина земной коры до 50-60 км (образуются так называемые «корни гор») и возникает орогенная структура Большого Кавказа. Зона сопряжения двух плит (Главный Кавказский надвиг) на Адыгейском разрезе представлена сверху крутопадающей фронтальной частью Скифской плиты, наползающей с севера, и далее с глубиной пологим срывом по подошве её базальтового слоя.

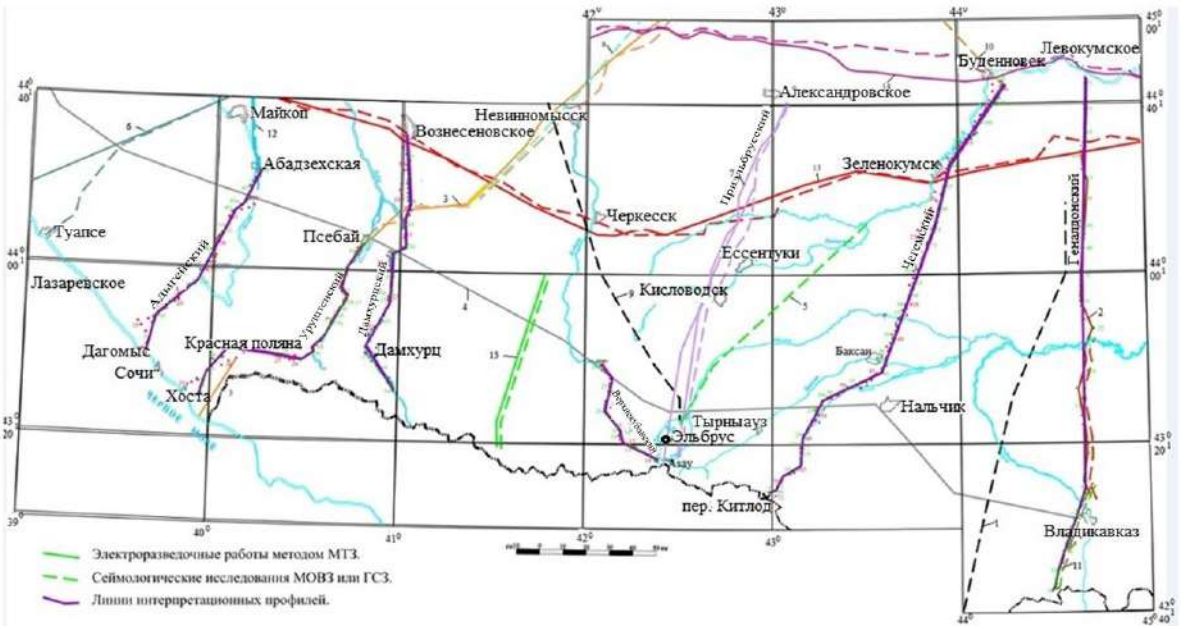


Рис. 1. Схема геофизической изученности Центрального Кавказа (глубинные исследования)

При сопоставлении результатов комплексных исследований вдоль Адыгейского профиля с известными геофизическими материалами ранее выполненных глубинных сейсмических зондирований, а также данными МОВЗ и МТЗ по другим профилям антикавказского направления отмечается сходство в элементах глубинного строения в различных частях Центрального Кавказа [19-23]. Делается вывод о вероятном образовании всей орогенной структуры Большого Кавказа, как части Альпийского коллизионного пояса, за счёт пологого надвига (наползания) земной коры южных краевых структур Евразийской литосферной плиты на консолидированную кору коллажа закавказских микроплит, обрамляющих с севера Аравийскую плиту. Над зоной Главного Кавказского надвига, в его висячем крыле, отвечая классическим законам геодинамики, возникла вулканическая структура Эльбруса.

На Центральном Кавказе выполнен довольно большой объем площадных гравиметрических и аэромагнитных съёмок масштабов 1:200000-1:50000. Гравитационное поле представляет собой сложную картину, напряженность его изменяется в пределах 200 мГл. Одной из особенностей поля силы тяжести является наличие для района Приэльбрусья самых минимальных его значений в Большекавказском регионе (рис.2).

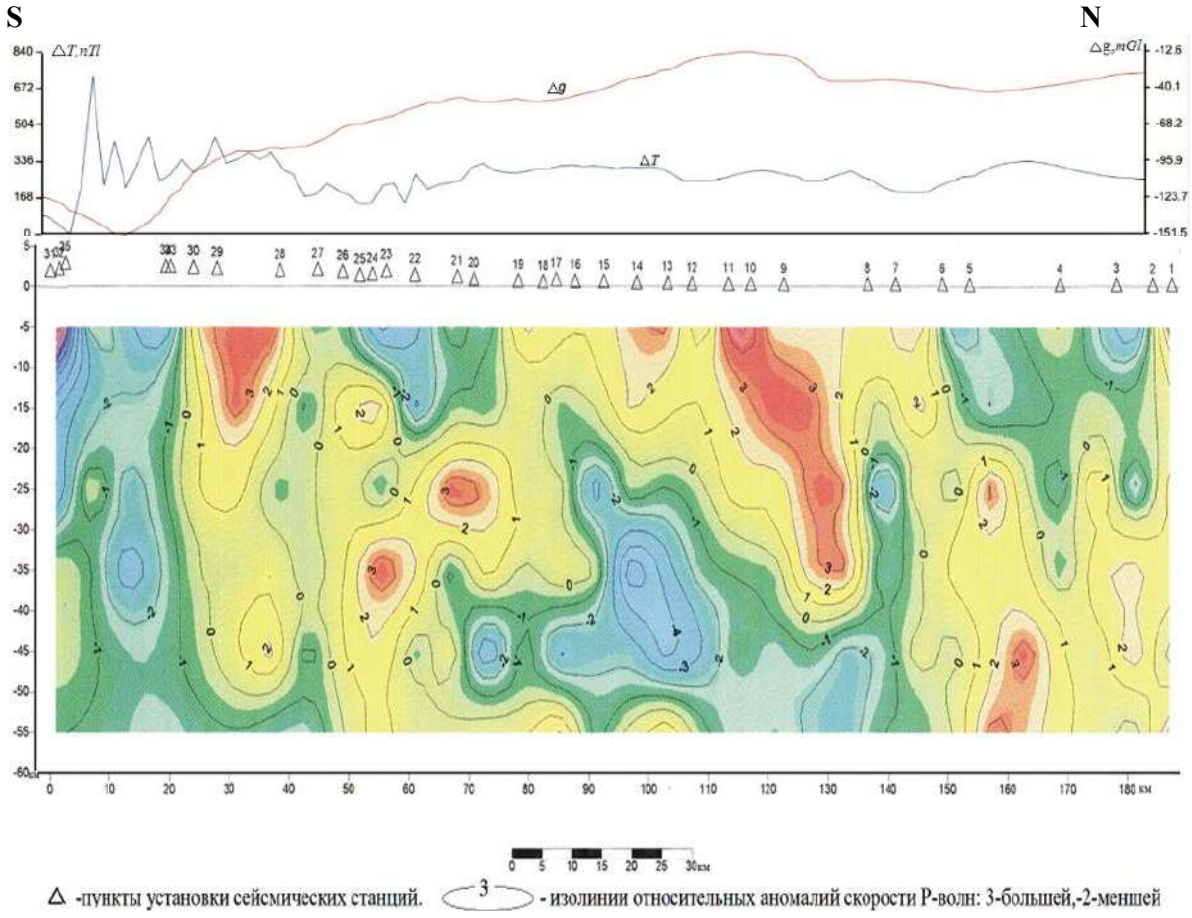


Рис. 2. Графики гравитационного и магнитного полей и распределение относительных аномалий скорости Р-волн вдоль Приэльбрусского профиля

Оси локальных гравитационных аномалий ориентированы в северо-западном направлении [24] и расположены относительно простирания структур современного тектонического плана под углом, возрастающим с запада на восток. Это явление характерно также для простирания осей ряда магнитных аномалий и линеаментов дневного рельефа, выделяемых на космоснимках.

В региональном плане гравитационное поле определяется, прежде всего, глубинным строением земной коры [7]. Природа крупного Эльбрусского минимума связывается со значительным погружением поверхности Мохоровичича (до 55-60 км), т.е. с увеличением мощности земной коры (рис. 3).

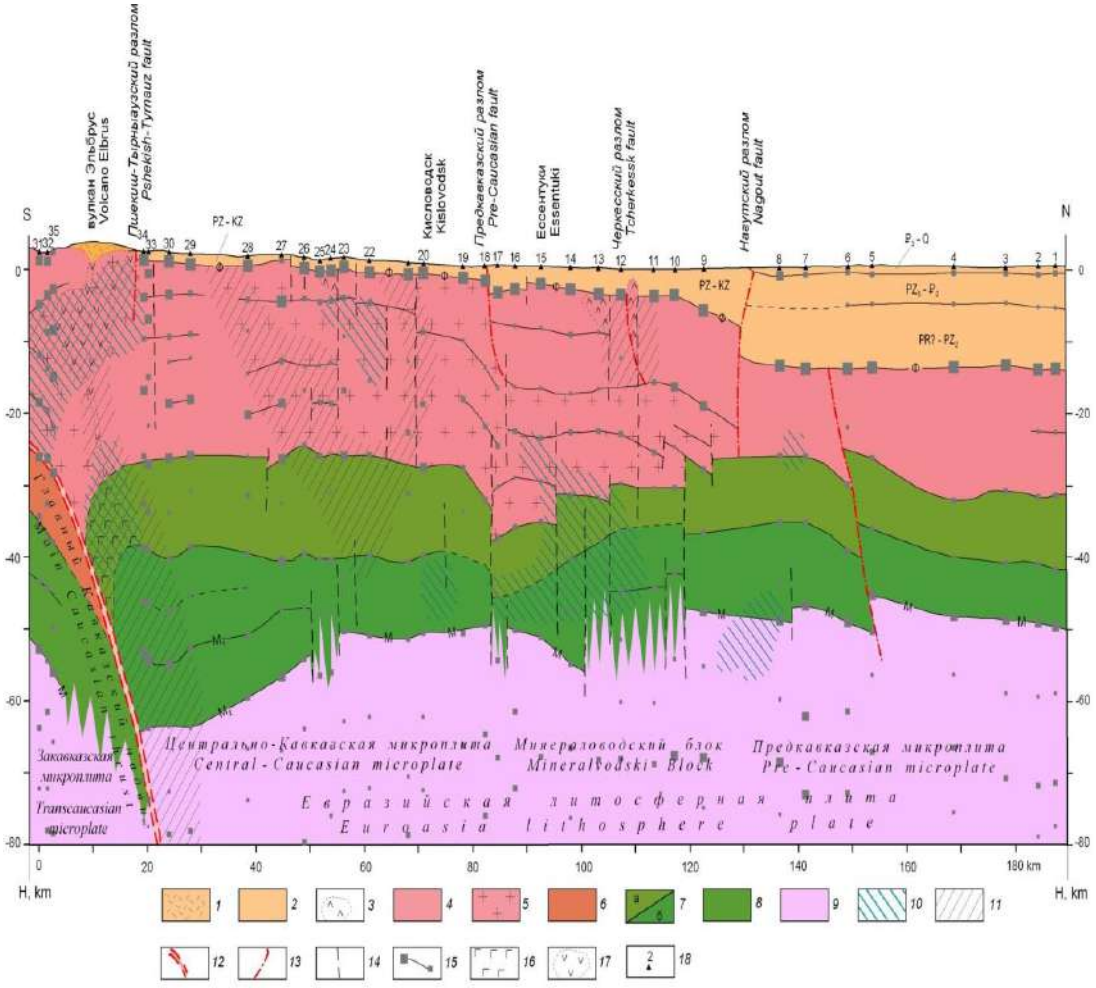


Рис. 3. Геолого-геофизический разрез вдоль Приэльбрусского профиля [29]

Условные обозначения: 1- дациты, андезиты и их туфы (Q); 2- осадочный чехол (PZ-KZ, PZ_3-Q) и складчатый фундамент (PR?-PZ_2); 3- гипабиссальные комплексы малых интрузий; 4- гранитно-метаморфический слой (кристаллический фундамент) Евразийской литосферной плиты; 5- то же, существенно гранитизированный; 6- гранитно-метаморфический слой Закавказской микроплиты; 7- верхний (а) и нижний (б) базальтовые слои Евразийской литосферной плиты; 8- базальтовый слой Закавказской микроплиты; 9- верхняя мантия; 10- зоны предполагаемой флюидизации горных пород, характеризую-

щиеся повышенной электропроводностью; 11- области разрушенности земной коры, выделяемые как низкоскоростные аномалии по данным сейсмической томографии; 12- предполагаемое положение Главного Кавказского надвига; 13- коровые разломы, предполагаемые по комплексу геофизических методов; 14- вертикальные оси зон нарушений корреляции амплитуд фаз обменных PS-волн; 15- точки и границы обмена по МОВЗ, размеры символов относительно пропорциональны амплитудам фаз PS-волн, в том числе для поверхностей кристаллического фундамента (Ф) и Мохо (М, M_1, M_2); 16- участки плавления горных пород в зоне Главного Кавказского надвига (магматический очаг); 17- магматическая камера вулкана Эльбрус; 18- станции МОВЗ и их номер.

Вулкан Эльбрус характеризуется дополнительно локальным минимумом поля силы тяжести. По результатам количественных расчётов ему отвечает объект грубо сферической формы (диаметр 10-15 км) с экстремально низкой плотностью (2,1-2,3) $x10^3$ кг/м^3, залегающий на глубине первых километров [25].

Центральный Кавказ является в региональном плане областью отрицательных значений магнитного поля [26]. Причем, отрицательное, преимущественно, мозаичное магнитное поле Главного хребта осложнено положительными локальными аномалиями с амплитудой до (7-10)×10^2нТл, а в районах развития молодого вулканизма (горы Эльбрус, Казбек и Тепли, Чегемское нагорье и площадь в верховьях реки Терек) локальными знакопеременными аномалиями до (10-12)×10^2 нТл. Довольно интенсивные магнитные аномалии Эльбруса связываются с излившимися лавами и туфами липаритов нижнечетвертичного возраста. Причём излияние последних шло по трещинам широтного простирания протяжённостью порядка 15–20 км, что отражается относительно вытянутыми магнитными аномалиями. Они уверенно прослеживаются при детальных магнитных съёмках.

Метод сейсмической томографии, использованный в профильном варианте (рис. 2) даёт характеристику латерального изменения скоростной структуры с помощью метода проходящих Р-волн от далёких землетрясений по записям группы приёмных сейсмических станций. Судя по распределению скоростных аномалий вдоль линии профиля, земная кора делится на ряд высокоскоростных и низкоскоростных блоков. При этом вертикальная зона под Эльбрусом, условно интерпретируемая флюидосодержащим жерлом вулкана [27], отмечается отрицательными значениями аномалии скорости Р-волн.

Образование жерл и конусов вулкана Эльбрус произошло на завершающей стадии вулканической деятельности. В настоящее время незначительная энергетическая разгрузка, очевидно, происходит по пологим маломощным зонам на северо-восточных и восточных склонах Эльбруса, где наблюдаются паразитические жерла вулкана.

В 2001 г. на Приэльбрусском [29, 30] (рис. 2, 3, 4), а в 2012-м на Верхне-Кубанском профилях (рис.5 и 6) по материалам МТЗ, МОВЗ и гравиметрии, характеризующим западную и центральную части вулканической постройки Эльбруса, выделяется вероятное положение очага и камеры вулкана.

На геоэлектрическом разрезе (рис. 4) в южной части Приэльбрусского профиля в земной коре отмечается мощная крутопадающая зона проводимости. Она, вероятно, характеризует зону Главного Кавказского надвига, зону сопряжения плит. Положение границ обмена по МОВЗ для трёх станций на южном конце Приэльбрусского профиля (рис. 3) подчёркивает погружение Закавказской микроплиты под расположенную севернее Центрально-Кавказ-

скую структуру. Какая-либо корреляция между площадками обмена PS-волн разных крыльев надвига отсутствует, что подчёркивает классическую картину расположения вулкана над зоной надвига.

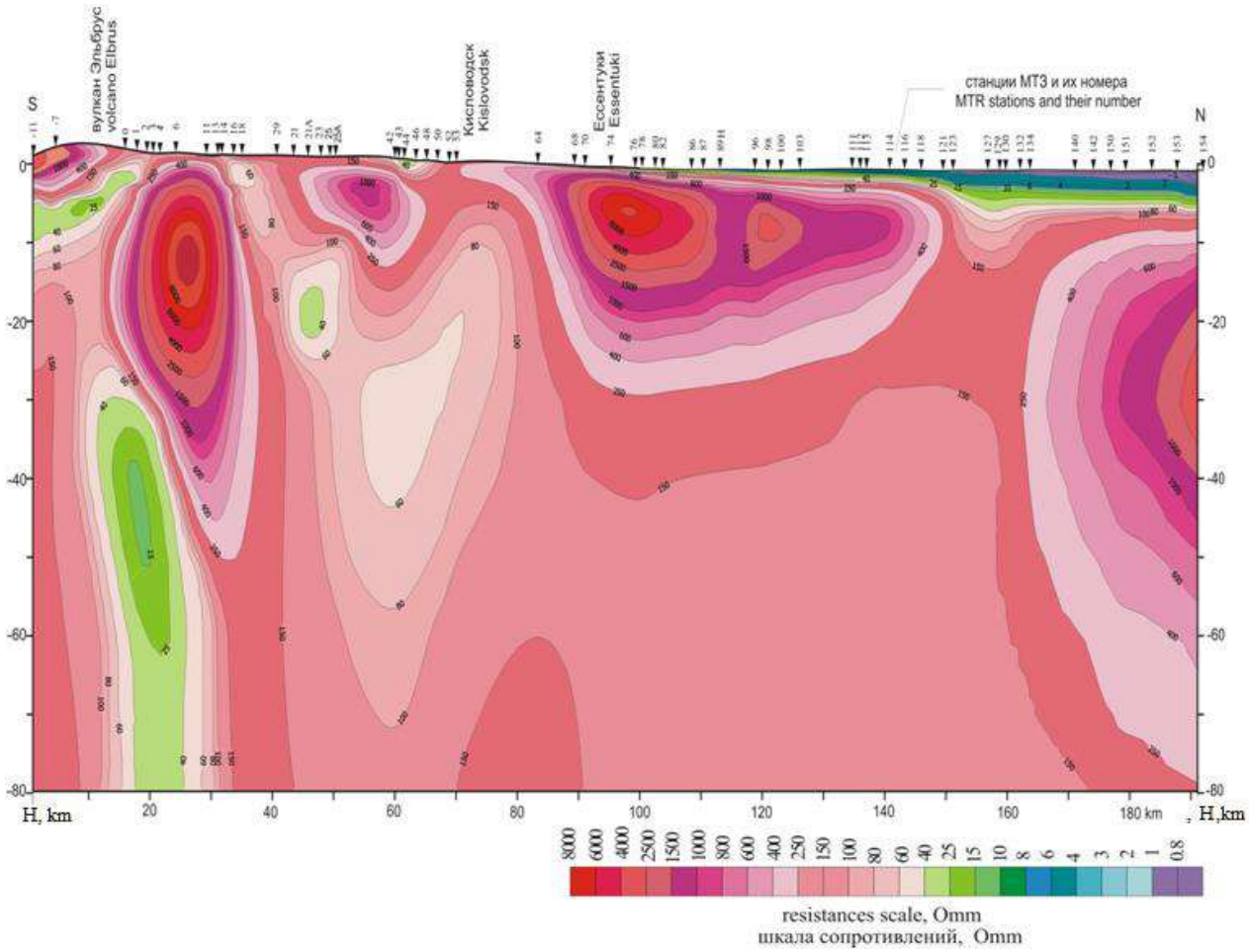


Рис. 4. Геоэлектрический разрез вдоль Приэльбрусского профиля (метод МТЗ) [29]

По данным магнитотеллурических зондирований в южном конце Приэльбрусского профиля (рис. 4) локальная аномалия электропроводимости на глубинах условного базальтового слоя связана, вероятно, с участком плавления горных пород, который является магматическим очагом вулкана Эльбрус [28, 30, 31]. А локальный минимум электрических сопротивлений над ней вблизи дневной поверхности может отвечать магматической камере вулкана. Форма и ориентировочные их размеры подчёркиваются границами обмена PS-волн по МОВЗ на глубинах до 10-ти километров для камеры и порядка 30-40 км для очага.

Верхне-Кубанский профиль, к сожалению, не пересекает зону Главного Кавказского надвига. Его южное окончание находится в 8-10-ти километрах к западу от вершины вулкана Эльбрус. Сейсмические границы МОВЗ здесь (рис. 5) плавно воздымаются к югу в пределах 10-ти километров и обрываются, примерно, на широте эпицентра вулкана.

На разрезе геоэлектрического поля по МТЗ вдоль Верхне-Кубанского профиля (рис. 6) областью низких сопротивлений (до 15 Ом) характеризуется, очевидно, очаговая зона вулкана. Его магматическая камера почти не отражается на геоэлектрическом разрезе [32], так как профиль проходит западнее кратера вулкана.

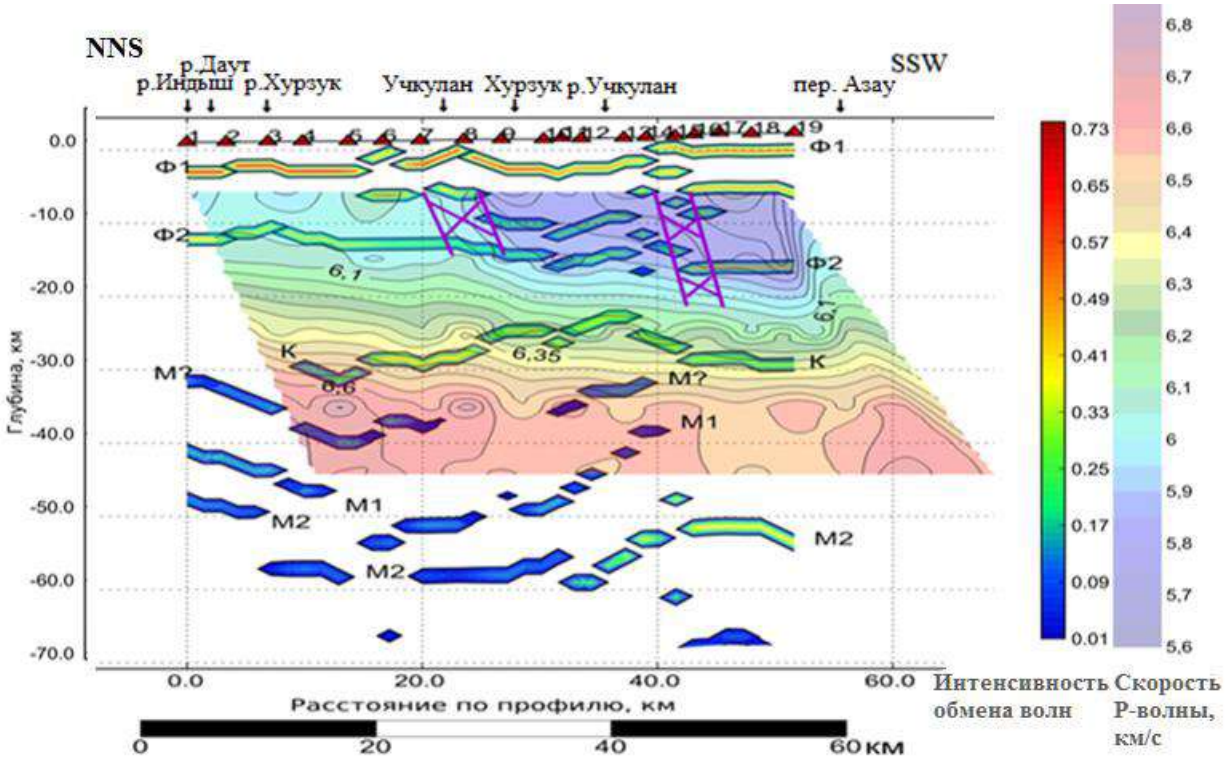


Рис. 5. Сейсмологическая модель земной коры по линии Верхне-Кубанского профиля

Треугольники красного цвета – положение сейсмических станций на профиле. Изолиниями в цветовой палитре представлены скорости Р-волн, полученные методом сейсмической томографии. Границы, полученные по данным обменных PS-волн, показаны цветовой палитрой, соответствующей относительной интенсивности обменных волн. Линиями фиолетового цвета показаны положения возможных глубинных разломов, выделяемых как граница-контакт между разноскоростными блоками земной коры

По результатам микросейсмического зондирования (ММЗ) вдоль профиля через восточную часть г. Эльбрус и в долине р. Баксан на разрезе выявлены особенности постройки вулкана и его восточного подножья, а также магматические камеры, очаг и канал, образующие субвертикальную цепочку, протягивающуюся до глубин 50 км и более [10]. В разрезе прослеживаются глубинные разломы, включая Сылтранский магмоконтролирующий разлом, которые хорошо коррелируются с их морфологическими проявлениями на поверхности. Данные, полученные методом микросейсмического зондирования, показывают, что под вулканом Эльбрус находится выраженная вулканическая система с непрерывными каналами от мантии до верхних горизонтов коры.

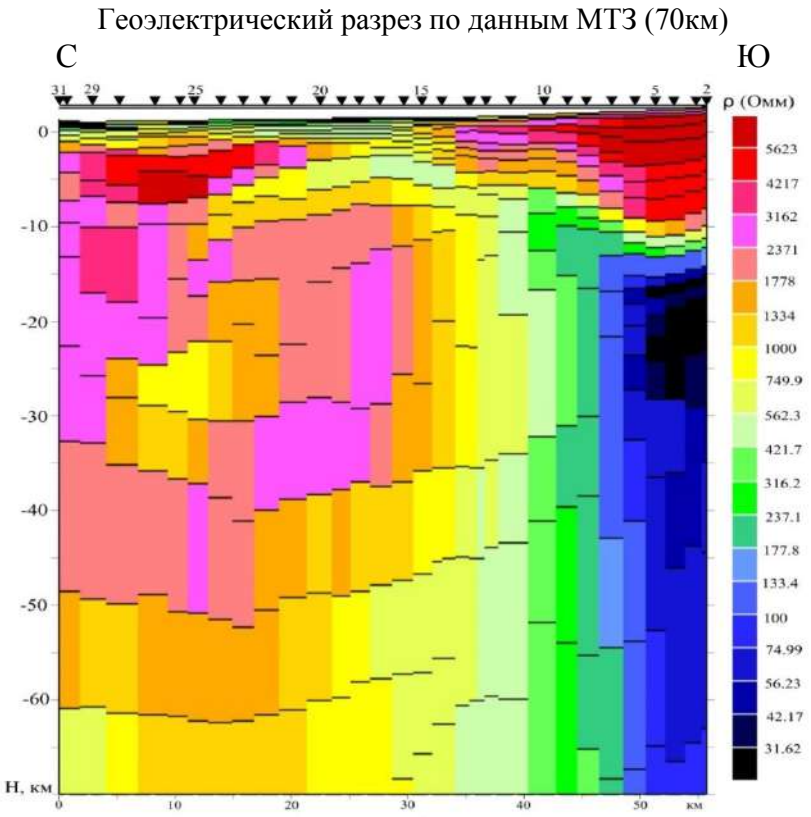


Рис. 6. Геоэлектрический разрез вдоль Верхне-Кубанского профиля(h=70 км)

Заключение

На Центральном Кавказе в районе вулкана Эльбрус в разное время проведён большой объём глубинных исследований по региональным профилям методами обменных волн землетрясений, магнитотеллурических и микросейсмических зондирований, а также площадных гравиметрических и аэромагнитных съёмок. Количественная и качественная оценка возникновения и состояния развития проведена на основе анализа вулканических комплексов-индикаторов, позволяющих однозначно увязать структуру вулкана с коллизионной геодинамической обстановкой, химических анализов образцов лав различных возрастов, отношений изотопов стронция и неодима в породах лавовых потоков, характеризующих докальдерный и кальдерный с посткальдерным циклы развития Эльбрусского вулканического центра, а также распределение концентраций отношений легкого и тяжелого изотопов гелия $^{3}He/^{4}He$ в спонтанных газах минеральных источников Приэльбрусья.

По данным глубинных геофизических исследований методами гравимагнитометрии, обменных волн землетрясений, магнитотеллурических токов и основной моды Рэлеевской микросейсмической волны Земли вулкан Эльбрус характеризуется дополнительно локальным минимумом поля силы тяжести на фоне регионального Эльбрусского гравитационно-

го минимума, в структуре вулканического аппарата отмечается вулканическая камера, вулканический очаг и соединяющее их жерло. По данным МОВЗ, МТЗ, ММЗ эти структуры отмечаются низкими скоростями сейсмических волн, высокой электропроводностью. Довольно интенсивные магнитные аномалии Эльбруса связываются с излившимися лавами и туфами липаритов нижнечетвертичного возраста. Локальная аномалия электропроводимости магнитотеллурического зондирования приурочена к подошве базальтового слоя висячего крыла Главного Кавказского надвига. Она отражает, вероятно, участок плавления горных пород, который является магматическим очагом вулкана Эльбрус. А локальный минимум электрических сопротивлений над ним вблизи дневной поверхности может отвечать магматической камере вулкана.

Литература

1. Краснопевцева Г.В., Матушкин Б.А., Попов Е.А.Геофизические исследования на региональном профиле Волгоград–Нахичевань // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1967. № 12. С. 43-51.

2. Краснопевцева Г.В., Матушкин Б.А., Шевченко В.И. Новая интерпретация данных ГСЗ по профилю Степное-Бакуриани на Кавказе // Советская геология. 1970. № 8. С. 113-120.

3. Павленкова Г.А. Строение земной коры Кавказа по профилям ГСЗ Степное – Бакуриани и Волгоград–Нахичивань (результаты переинтерпретации первичных данных) // Физика Земли. 2012. № 5. С. 16-25.

4. Краснопевцева Г.В., Кузин А.М. Комплексная сейсмическая интерпретация данных ГСЗ (продольные волны) на примере профиля «Волгоград-Нахичевань». Материалы Всероссийского совещания (18-21 августа 2009г). Том 1. Иркутск, 2009. С. 61-63.

5. Шемпелев А.Г. Заалишвили В.Б., Кухмазов С.У. Глубинное строение Западной части Центрального Кавказа // Геотектоника. 2017. №5. С. 20-29.

6. Короновский Н. В., Демина Л.И. Коллизионный позднекайнозойский вулканизм Большого Кавказа // Вулканизм и геодинамика. Материалы III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Т. 1. Улан-Удэ, 2006.

7. КраснопевцеваГ.В., Кузин А.М. Комплексная сейсмическая интерпретация данных ГЗЗ (продольные волны) на примере профиля «Волгоград-Нахичевань» Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия: Материалы Всероссийского совещания (г. Иркутск, 18–21 августа 2009 г.). Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2009. Т. 1. 227 с.

8. Богатиков О.А., Мелекесцев И.В., Гурбанов А.Г. и др. Эльбрусская кальдера (Северный Кавказ) // ДАН. 1998. Т. 363, № 4. С. 515-517.

9. T. Simkin, L. Siebert, volcanoes of the world: regional Handbook, Handbook of geography and chronology of volcanism in the period The last 10000 years, 2nd ed., Earth Science Press, Tucson, Arizona. (1994).

10. Рогожин Е.А., Степанова М.Ю., Харазова Ю.В., Горбатиков А.В. Глубинное строение и режим вулканической и сейсмической активности в районе Приэльбрусья // Геотектоника. 2018. №6. С.69-81.

11. Wells D.L., Coppersmith K.J. New empirical relationships among magnitude, rupture length rupture width, rupture area, and surface displacement // Bulletin Seism. Society of America. 1994. Vol. 84. No.4. P. 974-1002.

12. Богатиков О.А. Лекции лауреатов Демидовской премии (1993–2004). Екатеринбург. Изд-во Уральского ун-та, 2006. С. 483-497.

13. Симонов Д. А. Геодинамические обстановки проявления позднекайнозойского вулканизма Эгейско-Кавказского сегмента Альпийского складчатого пояса: дис. ... канд. наук. Москва: Геологический факультет МГУ им. Ломоносова, 1998.

14. Cioni R., Santacroce R., Sbrana A., Pyroclastic deposits as a guide for reconstructing the multi-stage evolution of the Somma-Vesuvius Caldera. Bulletin of Volcanology. Vol. 61/4. 1999.207-222.

15. Polyak B.G. Helium isotopes, tectonics and heat flow in the Northern Caucasus // Geochimicaet Cosmochimica Acta 64 (11): 1925-1944 * June 2000. С. 70.

16. Гиоргобиани Т.В. Условия формирования альпийской складчатой системы Большого Кавказа и характерные особенности ее структуры // Геология и геофизика Юга России. 2019. №1. С.43-57.

17. Нечаев Ю.В. Собисевич А.Л. Новые технологии мониторинга внутренней структуры вулканов (магматического очага и магматических камер) // Вестник Владикавказского научного центра. 2007. Том 7, №4.

18. Шемпелев А.Г., Кухмазов С.У., Чотчаев Х.О., Невский Л.Н. Структура Большого Кавказа – результат пологого надвига земной коры Скифской плиты на консолидированную кору микроплит южного Кавказа // Геология и геофизика Юга России. Владикавказ, 2015, № 4. С. 129-145.

19. Юров Ю.Г. Строение земной коры на Кавказе и изостазия // Советская геология. 1963. № 9. С. 42-47.

20. Шевченко В.И. Казбекское пересечение Центрального Кавказа (новые данные и их возможная интерпретация) // Геотектоника. 1969. № 1. С. 99-111.

21. Шемпелев А.Г. О глубинном выражении Главного Кавказского надвига // Геотектоника. 1978. № 6. С. 75-86.

22. Шемпелев А.Г. Разломно-блоковая тектоника Северного Кавказа по геофизическим данным // Геологический журнал. Киев, 1982. №4. С. 97-108.

23. Шемпелев А.Г., Фельдман И.С., Окулесский Б.А., Кухмазов С.У. Результаты МОВЗ и МТЗ по Туапсинскому профилю // Геофизика. 2002. № 2. С. 55-59.

24. Никольский Ю.И., Милай Т.А., Коган Л.З. Геолого-геофизические исследования тектоники, магматизма и металлогении Кавказа // Недра. Ленинградское отделение, 1975.

25. Шемпелев А.Г., Немкин М.А., Шевченко Ю.Г. Объяснительная записка к карте интерпретации физических полей. Ессентуки: ТГФ, 1977.

26. Заалишвили В.Б., Невская Н.И., Невский Л.Н., Шемпелев А.Г. Особенности геофизических полей над вулканическими постройками Северного Кавказа // Вулканология и сейсмология. 2015. №5. С. 50-56.

27. Watanabe T. Effects of water and melt on seismic velocities and their application to characterization of seismic reflectors // Geophys. Res. Lett. 1993. Vol. 20(24). No. 3. P. 2933-2936.

28. Шемпелев А.Г., Пьянков В.Я., Лыгин В.А., Кухмазов С.У., Морозова А.Г. Результаты геофизических исследований вдоль Приэльбрусского профиля (вулкан Эльбрус – Кавказские Минеральные Воды) // СПб., ВСЕГЕИ: Региональная геология и металлогения, 2005. № 25. С. 178-185.

29. Prutsky N.I., Shempelev A.G., Kuhmazov S.U., Morozova A.G., Lygin V.A., Pyankov V.Ya. Results of abyssal researches along Pre-Elbrus profile (Volkano Elbrus – The Caucasian Mineral Waters) // 32nd IGC: Abstracts. Florence, Italy, August 20-28, 2004.

30. Wait J.R. On the relation between telluric currents and the Earth's magnetic field // Geophysics. 1954. V. 19. P. 281-289.

31. Shankland T. I., Waff H.S. Partial melting and electrical conductivity anomalies in the upper mantle // JournalGeophys. Res. 1977. 82. V.33. P. 5409-5417.

32. Price A. T. theory of the magnetotelluric field when considering the source field // J. Geophysics. Resolution 1962. V. 67. P. 1907-1918.

ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ. ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ГОРНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

УДК 502.3: 502.64

ЭКОЛОГИЯ ДОБЫЧИ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ НА СЕВЕРНОМ КАВКАЗЕ

Алборов И.Д.[1,2], Бурдзиева О.Г.[1], Тедеева Ф.Г.[2]

[1]ГФИ ВНЦ РАН, Владикавказ, Россия

[2]СКГМИ (ГТУ), Владикавказ, Россия

Аннотация. В статье приведены сведения по добыче руд цветных металлов на месторождениях Садонского рудного поля, Тырныаузского вольфрамо-молибденового месторождения в скарнированных мраморах и Урупского рудного поля. Дано описание деформаций ландшафта, произошедших в процессе эксплуатации месторождений в зонах дислокаций горнорудных предприятий. **Показано, что загрязнение почвенного слоя в зоне деятельности объектов горного производства тяжелыми и токсичными микроэлементами имеет минерализацию рудничного происхождения. Установлено, что почвы, являющиеся составной частью экосистем отличаются ярко выраженной зональностью, каждой из которых присущи определенные компоненты, влияющие на формирование экологической ситуации**. Опробование **биопродукции в**ыявило низкое содержание свинца и цинка в сезонных овощах (клубни картофеля) и высокие, превышающие ПДК – в составе многолетних плодовых культур (яблоки, груши). Отмечается, что только целенаправленное осуществление научно обоснованных мероприятий, приведенных в статье, может привести к ожидаемым результатам, заключающимся в получении экологически чистой продовольственной сельскохозяйственной продукции в рассматриваемых условиях.

Характеристика добычи руд на Северном Кавказе

Садонский полиметаллический регион

Месторождения полиметаллических руд Северной Осетии локализуются как в породах фундамента, так и в юрских вулканично-осадочных отложениях. Наиболее значительным по запасам полиметаллических руд является Садоно-Унальское рудное поле, представленное месторождениями Садон, Згид, Архон, Октябрьское, Холст и др. Месторождения жильного типа, главные рудные минералы – сфалерит, галенит, пирит, пирротин, халькопирит, второстепенные – арсенопирит и марказит. Основными полезными компонентами руд являются свинец и цинк, сопутствующие – серебро, медь, кадмий, индий. Распределение основных рудных элементов крайне неравномерно: содержание свинца в рудах меняется от 0,42 до 12,8 %, цинка от 1,87 до 26,2 %.

Фиагдонское рудное поле представлено месторождениями Левобережное, Кадатское, Ханикомское, Какадурское и др., расположенные в мощных песчано-сланцевых толщах юры в виде зон брекчирования и карбонатизации. Зоны брекчирования несут галенит, сфалерит, пирит, арсенопирит, холькопирит; среди элементов спутников отмечены олово, серебро, золото, кадмий, висмут.

Район деятельности Садонских рудников расположен в горной части Северной Осетии и характеризуется средне – высокогорным рельефом с абсолютными отметками 1800–2800 м и относительными превышениями до 800 – 1600 м. Горы резко расчленены многочислен-

ными реками и их притоками на ряд узких и длинных ущелий различных направлений. Наиболее протяженные ущелья имеют субмеридиональное направление и сформированы реками Ардон, Урух, Фиагдон – главными притоками реки Терек. Климатический режим и характер растительности в ущельях весьма изменчивы и тесно связаны с рельефом. Рельеф определяет также местные распределения теплового режима, режима увлажнения и направления воздушных потоков.

Долины рек Ардона и Фиагдона относятся к «Солнечным долинам» с характерным микроклиматом. По количеству дней с солнечной активностью эта зона не уступает швейцарским Альпам. Средняя температура самого теплого месяца июля в районе п. Унал и п. Фиагдон составляет +16 °С, самого холодного – января -2 °С. Годовое количество осадков составляет 300 – 400 мм с наибольшим выпадением летом и осенью. Зимы малоснежные с периодическим снеговым покровом около 10 см. Район характеризуется сильными долинными ветрами, дующими вверх по ущелью днем и в обратном направлении ночью.

В пределах долин выделяются два основных вида почв: полынно-разнотравные и склоновые горно-лесо-луговые; бурые оподзоленные и перегнойно-карбонатные почвы. Сельское хозяйство в районе имеет профилирующее плодово-овощное и животноводческое направление. Здесь широко развиты яблонево-грушевые сады, имеющие не только местное, но и широкое промышленное значение. Среди овощных и зерновых сельскохозяйственных культур наибольшим распространением пользуются картофель и кукуруза.

В поперечном профиле долина р. Ардон асимметрична. Левый берег крутой, ограничен скальными выходами осадочных пород средней юры и оползневыми отложениями горы Кион-Хох. По нему проходит автомобильная дорога Транскам, соединяющая Закавказье с Северным Кавказом. Правый берег представлен серией разноуровневых аккумулятивных цокольных речных террас. Все террасы сложены валунно-галечными отложениями с гравийно-песчанистым заполнителем и перекрыты слоем суглинка, нередко лессовидного характера. В районе с. Н. Унал верхний слой почвы представлен черноземом мощностью от 0,2-0,3 до 0,4 м, на нижней террасе около моста через р. Ардон размешается Унальское хвостохранилище, введенное в эксплуатацию в 1984 г. Распложено оно в пойме левого берега р. Ардон в 0,5 км севернее села Н. Унал и в 10-12 км Северо-Восточнее Мизурской обогатительной фабрики. Ложем хвостохранилища являются галечники р. Ардон, правый борт отделен от русла реки бетонной дамбой. Абсолютная отметка днища поймы реки 873,3 м, с. Н. Унал – 900 м над уровнем моря. Хвосты обогащения Мизурской обогатительной фабрики трубопроводным гидротранспортом поступают на хвостохранилище. Вся инфраструктура Садонского свинцово-цинкового комбината, включая селитебную зону, размещена в узкой долине реки Ардон. Коренные породы и отходы геологоразведочных работ автотранспортом одновременно вывозятся и складируются в пойме реки Ардон. Фиагдонское хвостохранилище функционирует с 1970 г. Оно расположено в узком, каньонообразном ущелье реки Ханикомдон, правом притоке р. Фиагдон на высоте 1250 м над уровнем моря. Хвостохранилище имеет резко вытянутую форму, ограничено с обоих бортов скальными песчано-скальными и известняковыми выходами юры и мела. От долины реки Фиагдонское хвостохранилище отделено высокой насыпной дамбой, от с. Ст.Дзуарикау находится ниже по течению р. Ханикомдон, примерно на 600 м. Селение расположено в пойме узкой доли-

ны ручья; по левому склону в 400 – 500 м проходит грунтовая дорога между Ханикомской штольней и Фиагдонской обогатительной фабрикой. Хвосты подавались трубопроводным гидротранспортом на хвостохранилище по двум ниткам.

Тырныаузское вольфрамо-молибденовое месторождение

Месторождение отрабатывается подземным рудником «Молибден» и однобортными карьерами «Мукуланский» и «Высотный» с 1942 года.

Производственные объекты рудника расположены на различных уровнях: обогатительная фабрика – 1350 м, быткомбинат и главная откаточная штольня – 2004 м, главный скарн – 2600 м, карьер «Мукуланский» – 2700 м, «Высотный» – 3300 м. Город Тырныауз занимает надпойменные террасы реки Баксан и ее притоков Сакашили – Су и Камык – Су на отметках 1250 – 1300 м над уровнем моря. Район отличается сильной расчлененностью, узкими глубокими ущельями, скалистыми склонами, большими амплитудами относительных высот. Особенностями рельефа являются также четко выраженные следы деятельности ледников, которые придали долинам рек своим движением корытообразную форму, известную под названием трогов. Результатом деятельности ледников являются и скалистые выступы на берегах рек. На участках речных долин, особенно в устьях рек, впадающих в реку Баксан, а также в Баксанском ущелье, встречаются мощные террасы, сложенные рыхло-обломочным материалом, являющимся результатом эрозионно-аккумулятивной деятельности ледников. Образование рыхло-обломочного материала по дну и на склонах речных долин объясняется выветриванием горных пород. Причины образования террас и конусов выноса рыхло-обломочного материала – селевые потоки на большинстве водотоков района.

Растительный покров района носит зональный характер. Пойменные участки долины р. Баксан покрыты травой и кустарником. Выше на склонах Баксанского ущелья появляется древесная растительность. Вначале преобладают лиственные породы деревьев, с высотой уступающие место хвойному лесу. Выше зоны лесов располагаются зоны альпийских лугов с ксерофитной растительностью – мхи, лишайники, высокогорные травы.

Река Баксан и ее притоки в верхней части бассейна являются водотоками горного типа. Основной базой водного режима является весенне-летнее половодье, в период которого и при дождевых паводках реки несут взвешенные и влекомые наносы. На склонах ущелий во многих местах нагроможден рыхлообломочный материал: осыпи, конусы выноса и др. Формирование источников загрязнения атмосферы связано с ветровым режимом района и тепло влажностным фактором.

Ветровой режим района определяется орографическими условиями и температурным режимом, определяемым близостью расположения вечных снегов – ледников, в соответствии с которыми преобладают местные горно-долинные ветры, отличающиеся суточной изменчивостью. Днем ветер дует снизу вверх – долинный ветер, ночью – в обратном направлении – горный ветер.

В районе рудника наблюдаются сильные боковые ветры со стороны Главного Кавказского Хребта, спускающиеся в Баксанское ущелье по долине. Ветры носят характер горных фенов. Окружающая среда загрязняется пылевыми частицами из мест их дислокации – об-

ломочным материалом на террасах, отвалами вскрышных пород карьеров «Мукуланский» и «Высотный»; скоплением отвалов геологических работ и др. [3].

Ветровой режим характеризуется среднемноголетней повторяемостью по направлениям (табл. 1) и среднемноголетними скоростями ветра по направлениям (табл. 2.)

Таблица 1

Среднемноголетняя повторяемость ветров по направлениям, %

С	С-В	В	Ю-В	Ю	Ю-З	З	С-З
22, 8	43,8	2,2	1,7	12,2	15, 5	1,0	0, 8

Таблица 2

Среднемноголетняя скорость ветра по направлениям, м/с

С	С-В	В	Ю-В	Ю	Ю-З	3	С-З
4,7	4,8	2,0	2,1	6,7	4,7	1,1	0,9

Характеристика деятельности горных предприятий

Горные провинции представляют собой специфические для горных территорий экосистемы, характеризующиеся существенной их изоляцией с точки зрения распределения водных и воздушных потоков, концентрацией склонового сноса в тальвегах, мозаичной микроклиматической обстановкой. Антропогенная нагрузка горных долин определяет степень и характер загрязнений не только долины, но и плоскостных ландшафтов в их устьевых частях. Современный уровень антропогенной нагрузки на горные долины очень высок: распределение нагрузки по разным долинам Северного Кавказа крайне неравномерно. Наиболее напряженная экологическая ситуация сложилась в долинах рек Фиагдон, Ардон, Баксан и Уруп, где функционируют горнопромышленные комплексы с развитой поверхностной инфраструктурой.

Характеристика почвенного слоя в зоне деятельности горных объектов

На основании исследований геологического факультета МГУ установлено высокое содержание тяжелых и токсичных металлов в почвенном горизонте в зоне деятельности хвостохранилищ, причем с закономерностью снижения содержания металлов с повышением глубины почвенного горизонта, что является свидетельством негативного влияния деятельности рудников по добыче и переработке руд цветных металлов.

Попадание металлов в почву происходит в процессе применения экологически вредных и опасных технологических процессов производства: перевозки руды с рудников в автосамосвалах на обогатительный комплекс; концентрата на металлургический передел; выноса пылевых фракций с поверхности хвостохранилища и свалок некондиционных руд; неполная очистка шахтных стоков и стоков обогатительных фабрик; загрязнение атмосфер-

ного бассейна удаляемым из рудников загрязненным воздухом; процессом выщелачивания рудных минералов на складах, отвалах, шламах и др.

Наиболее опасными загрязнителями окружающей среды являются ртуть, кадмий, свинец, мышьяк, хром, медь, никель, цинк, железо, сера и др. Среди всех химических загрязнений подвижные микроэлементы рассматриваются как имеющие особое экологическое, биологическое и здравоохранительное значение.

Характер поведения микроэлементов в почве весьма неодинаков, продолжительность пребывания загрязняющих компонентов в почве несравненно больше, чем в других частях биосферы, и загрязнение её, особенно тяжелыми металлами, происходит на неограниченный срок.

По данным лаборатории ЦОМГЭ, в почвах Садонского промышленного района присутствуют свинец, цинк, медь, кобальт, стронций, молибден, кадмий, серебро, висмут, мышьяк, селен, марганец, хром, никель, таллий. Металлы, накапливающиеся в почвах, медленно удаляются при выщелачивании, потреблении растениями, эрозии и дефляции.

Учитывая, что рассматриваемая экосистема включает продолжительную промышленную разработку цветных металлов, применяемая технология позволяет использовать лишь небольшую часть (первые проценты) извлекаемой горной массы. Все остальное накапливается на поверхности в виде отвалов и шламов, являющихся потенциальными источниками загрязнения окружающей среды широким комплексом химических элементов. Наличие селитебных зон, расположенных в зоне влияния горнопромышленного комплекса, а также участков сельскохозяйственного освоения с выращиванием плодовых и овощных культур, с одновременным занятием проживающего здесь населения скотоводством создает реальную опасность экологически безопасного проживания на этой территории [4].

Исследованиями установлено, что на территории села Нижний Унал содержания основных рудных элементов в почвах составили: свинец – 0,15 %, цинк – 0,4 %, медь – 0,1 %, серебро – $30*10^{-5}$ % и они приурочены к гумусовому горизонту почвы. Выявлены низкие содержания свинца и цинка в сезонных овощах (клубни картофеля) и высокие, превышающие ПДК – в многолетних плодовых культурах (яблоки, груши) [2].

Площади и интенсивность загрязнения почвы рудными элементами, превышающими ПДК в районе с. Нижний Унал, приведены в табл. 3

Таблица 3

Площадь загрязнения и содержания рудных элементов (мг/кг) в почвах района с. Нижний Унал

Химические элементы	Сф	ПДКп	Площадь загрязнения %	С на площади загрязнения	Относ, $ПДК_п$	Cmax	Относ, $ПДК_п$	$q_{e/02м}$
Pb	47,5	200	45	460	2,3	1500	7,5	45
Zn	100	400	50	1200	3,0	2000	5,0	119
Cu	27	100	Точечное	100	1,0	100	1,0	- -
Ag	0,05	5	Точечное	2	1,0	2	1,0	- -

Фоновые содержания рудных элементов соответствуют средним значениям аллювио-делювиальных образований в целом для Северной Осетии [3].

Ландшафты и почвы, являющиеся составной частью рассматриваемых экосистем, отличаются большим разнообразием. В районах дислокации действующих горных объектов (Садонские рудники, рудники «Молибден» и Урупский) ярко выражена высотная зональность ландшафтов, каждой из которых присущи определенные компоненты (табл. 4), что существенно влияет на формирование экологической ситуации.

Таблица 4

Зональность ландшафтов

Зоны	Пояса	Высота по пойме от уровня моря, м	Примечание
Гляциально-нивальная		Более 3500	Рудник
Горно-луговая	Субнивальный-альпийский	3000 -3500	«Молибден»
	Альпийский	2400 – 3000	
	субальпийский	1000 – 2500	Садон
Горно-степная		800 – 2000	Садон
Горно-лесная	Сосновых и березовых лесов	1600 – 2400	Садон
	Широколиственных лесов	750 – 1600	Уруп

Гляциально-нивальная зона располагается выше снеговой линии и является областью накопления снега, который превращается в фирн и глетчерный лед. В этой зоне развито интенсивное физическое выветривание, в результате которого образуется обломочный материал.

В субнивальном поясе почвы маломощные, щебетовые, представляющие стадию образования горно-луговых почв.

В альпийских и субальпийских поясах большую роль играют эрозионные процессы и особенно химическое выветривание [4-6]. Склоны хребтов здесь расчленены глубокими долинами, днища которых лежат на высоте 1800 – 2000 м. Днища котловин и нижние части склонов являются местом аккумуляции обломочного материала, при горно-длинных ветрах пылевидные его фракции служат устойчивым источником запыления атмосферы.

Выводы

1. Установлено, что экологическое состояние окружающей природной среды зависит от взаимодействия и расположения источников загрязнения и объектов разрушения.

2. Показано, что загрязнение почвенного слоя в зоне деятельности объектов горного производства тяжелыми и токсичными микроэлементами имеет минерализацию рудничного происхождения.

3. Показано, что в районах дислокации действующих горных объектов ландшафты и почвы, являющиеся составной частью экосистем, отличаются ярко выраженной зонально-

стью, каждой из которых присущи определенные компоненты, влияющие на формирование экологической ситуации.

4. Установлено, что на территории поселка Нижний Унал содержание основных рудных элементов в почвах составили: свинец – 0,15 %, цинк – 0,4 %, медь – 0,1 %, серебро – $30*10^{-5}$ % и они приурочены к гумусовому горизонту почвы.

5. Выявлены низкие содержания свинца и цинка в сезонных овощах (клубни картофеля) и высокие, превышающие ПДК – в многолетних плодовых культурах (яблоки, груши).

Литература

1. К 125- летию Садонских свинцово цинковых рудников // Вопросы совершенствования горного производства (к 125-летию Садонских рудников). Орджоникидзе, 1968. С. 3-16.

2. Оценка эколого-геохимической обстановки в районе деятельности Садонского свинцово цинкового комбината // Отчет МГУ за 1990-1991 гг. Москва.120 с.

3. Трубецкой К.Н. Ресурсосберегающие технологии и их роль в экологии и рациональном природопользовании при освоении недр. Тезисы докладов научно-технической конференции «Экологические проблемы горного производства». М.: ИАЦГН, 1999. С. 3-4.

4. Алборов И.Д., Заалишвили В.Б., Тедеева Ф.Г. и др. Экологический риск, принципы оценки окружающей природной среды и здоровья населения. Владикавказ, 2013. 347 с.

5. Чаплыгин Н.Н., Папичев В.И. Горная экология в исследованиях ИПКОН // Горный вестник. 1997. № 5. С. 87-92.

6. Алборов И.Д., Тедеева Ф.Г., Бурдзиева О.Г. и др. Экологические аспекты функционирования экосферы с горно перерабатывающей составляющей. // Сб. трудов «Всероссийский съезд экологов». Грозный, 2017. С. 19-23.

УДК 502/504:632.15

СНИЖЕНИЕ ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ КАТАСТРОФ ГОРНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Бекузарова С.А., Бурдзиева О.Г.

ГФИ ВНЦ РАН, Владикавказ, Россия

Прогресс в современном мире сопровождается глобальным преобразованием окружающей среды из-за постоянно расширяющегося использования природных ресурсов. Усиление трансформации естественных ресурсов способствует формированию экологического дисбаланса в отдельных регионах и ослаблению биосферных механизмов саморегулирования. В результате нарастающих масштабов производственной деятельности человека на планете образовались сложные системы взаимодействия природных и хозяйственно-производственных комплексов, определяющих сегодня особенности функционирования нашей планеты и, к сожалению, постоянно влияющих на баланс между природообразующими сферами (геосферами) – биосферой, литосферой, гидросферой и атмосферой, а на нижнем уровне – между биотой, почвой, водой, воздухом. Важнейшей задачей экологов является разработка совместно с инженерно-техническими службами таких экологически безопасных технологий, методов и средств формирования в управлении природно-хозяйственными комплексами (ландшафтами, геосистемами), которые бы соответствовали развитию общественных формаций в гармонии с природными системами.

С целью защиты экологических катастроф на склоновых землях формировали траншеи каждые 10–12 м, глубиной 60–70 см и шириной 50–60 см. Дно каждой траншеи заполняли цеолитсодержащими глинами и баритом. Между траншеями высаживали хвойные и листопадные деревья.

Вдоль нижней кромки траншеи по склону высевали многолетние травы с высокой сорбционной способностью, используя их в качестве индикаторов при контроле и оценки участка. После обнаружения загрязненности тяжелыми металлами и радионуклидами проводили скашивание надземной биомассы, сгребая их в траншею для полной нейтрализации [1].

Так, для предотвращения водной и ветровой эрозий (природные катастрофы) образованные траншеи располагают поперек склона на расстоянии 10–12 м. На таких участках размещали деревья сосны, имеющие мощную корневую систему (5-6 м в радиусе и 10 м в длину), чередуя сосну обыкновенную (Pinus sylvestzis) и липу мелколистную (tilia cordata), имеющую глубину корней до 15 м и разветвление в радиусе 6 м; за счет этого можно снизить амплитуду землетрясения на 1-2 балла (природная катастрофа). Кроме того, листопадное дерево за счет опавших листьев обогащает почву органическим веществом. Одновременно оба вида деревьев обладают высокими сорбционными свойствами пролонгирующего действия, позволяют снизить загрязненность почв склоновых земель. Благодаря удачному сочетанию физико-химических свойств используемых цеолитсодержащих глин (Ирлит pH – 3,0

и Аланит – 9,1), как низкозатратных сорбентов, можно снизить количество загрязненных веществ. Размещенный на поверхности глины барит, обладает высокой радиационной защитой [2].

Параметры глубины и ширины траншеи обоснованы необходимостью заполнения их сорбирующими веществами и наполнением скошенной зеленной массы, подверженной наполнению токсических веществ. Барит (тяжелый шпат) употребляется обычно в медицине и сельском хозяйстве для радиационной защиты. В предлагаемом способе барит утяжеляет глины, расположенные на дне траншеи и является сорбирующим веществом. Заполнение баритом траншей на поверхности глин исключает попадание загрязнителей в атмосферу и позволяет локализовать их на склоновых участках (техногенная катастрофа).

Посев семян бобовых трав-индикаторов размещали на нижней кромке траншеи, поскольку верхняя, за счет уклона местности, наличия водной и ветровой эрозий, может не сохранить высеянные и проросшие растения. Бобовые травы (вязель пестрый, астрагал галеговидный, клевера сходный и ползучий и другие травы с корнеотпрысковой системой) позволяют осуществить контроль на склоновых участках горных территорий, расположенных вблизи горнодобывающей промышленности. При проведении мониторинга высеваемых трав и обнаружении в растениях-индикаторах радионуклидов и тяжелых металлов, превышающих допустимые пределы, их скашивают, сгребая в траншеи, наполненные сорбирующими элементами для минерализации и снижения токсичности исследуемого участка. Цеолитсодержащие глины и барит обладают высокой поглотительной способностью, что ведет к снижению и связыванию загрязняющих веществ [2, 4].

Способ осуществляется следующим образом. Вязель пестрый в отличие от известной вики и других бобовых, высеваемых на радионуклидных загрязненных почвах, имеет корнеотпрысковую систему, и размножается как семенами, так и вегетативно (корнеотпрысками), покрывая весь участок отросшими стеблями и тем самым сохраняя почву от испарения с одновременным уничтожением сорной растительности. Высокая облиственность растений (более 60% от общей надземной массы) и множество корневых ответвлений позволяют ассимилировать значительное количество радиоактивных веществ из почвы и воздуха. В год посева количество сорбированных радионуклидов составляет около 30%. Скошенную массу в конце вегетации удаляют с участка и утилизируют, после чего его покрывают слоем местной цеолитсодержащей глиной аланит, содержащей более 30% кальция, а также микроэлементы, железо, магний, кремний, алюминий и другие. Реакция среды аланита (pH) составляет 9,3. Кроме сорбции участок обогащается питательными веществами глины аланит и биологическим азотом растений вязеля. Высеваемые растения вязеля, покрываемые аланитом, повышают свою зимостойкость за счет внесенных на поверхность глин, после их укоса. На следующий год (2-ой год жизни) растения вязеля развивают мощную надземную массу до 50 т/га, ассимилируя до 50% нуклеотидов, находящихся в почве [3]. В фазу максимального развития (фаза бутонизации) массу скашивают, не допуская фазы цветения, так как вязель насекомоопыляемая культура и может с помощью энтомофауны переносить зараженную пыльцу радионуклидами на другие участки (в частности, пчелы могут перенести часть радиоактивных веществ в мед). Скошенную массу, вновь утилизируют, и в конце вегетации, перед уходом в зиму, участок покрывают слоем аланита в пределах 4-5 см. В

первый год жизни растений содержание радионуклидов Sr^{90} сокращается за счет сорбционной способности культуры вязеля и покрытия ее слоем цеолитсодержащей глины от 0,72 до предельно допустимых концентраций 0,42 мкЗв/ч, на второй год с 0,61 до 0,38 мкЗв/ч и на третий год от 0,42 до 0,24 мкЗв/ч. У цезия (Cs^{137})за счет использования растений с корнеотпрысковой системой, на зараженных радионуклидами участках, показатель снижается от 0,62 до 0,32 мкЗв/ч

На следующий год в фазе бутонизации (1 укос) биомассу вязеля скашивают сенокосилкой, утилизируют. Перед уходом в зиму скошенный травостой вязеля покрывают слоем 2-3 см из расчета 2-3 т/га (табл. 1).

Таблица 1

Фиторемедиация радиоактивных земель

Варианты опыта	Содержание в мкЗв/час					
	Стронций Sr^{90}			Цезий Cs^{137}		
	1-й год	2-й год	3-й год	1-й год	2-й год	3-й год
Вязель пестрый (без аланита)	0,72	0,61	0,42	0,84	0,78	0,62
Вязель пестрый. 1 укос+аланит	0,66	0,56	0,36	0,72	0,62	0,50
Вязель пестрый. 2 укос +аланит (на второй год жизни)	-	0,46	0,32	-	0,59	0,46
Вязель пестрый +аланит после 2 укосов (2-го года жизни)	-	0,38	0,24	-	0,45	0,32
Процент снижения от показателя без аланита	8,4	38,0	42,8	21,0	42,4	48,4

Результаты приведенных в таблице данных свидетельствуют о том, что за счет сорбционных свойств вязеля пестрого и цеолитсодержащих глин Аланит местного происхождения можно снизить загрязненность почвы радионуклидами в 2-3 раза без дополнительных затрат.

Литература

1. Бекузарова С.А., Хацаева Ф.М. Изобретение «Способ дезактивации почв, загрязненных радиоактивными нуклидами». Патент №2574693, опубликован 10.02.2016. – МПК A01B79/02. – B09C1/00.

2. Заалишвили В.Б., Бекузарова С.А., Бурдзиева О.Г. Изобретение «Способ защиты склоновых земель от природных и техногенных катастроф». Патент №2540430, опубликован 10.02.2015. – МПК A01B79/02.

3. Сокаев К.Е., Хубаева Г.П. Экология окружающей природной среды города Владикавказа и его пригорода. Владикавказ: Олимп, 2014. 207 с.

4. Экологические аспекты жизнедеятельности человека, животных и растений. Коллективная монография. – Москва – Белгород, 2017. С. 29-44.

УДК 551.24(234.9)

О МОДЕЛИРОВАНИИ ВНЕЗАПНЫХ ВЫБРОСОВ ЛЕДНИКА КОЛКА

Бергер М.Г.

ГФИ ВНЦ РАН, Владикавказ, Россия

Существующие в горной геомеханике или, как определил недавно эту область горной науки Ю.М. Бирюков [8], техногенной газодинамике, особенно – отечественной, представления о причинах (действующих факторах) и механизме подготовки и протекания внезапных газодинамических выбросов все еще предположительны и неоднозначны. Одна из причин такого положения состоит в трудности постановки модельных экспериментов, которые позволили бы осуществить проверку различных представлений в этой области.

Между тем, природа продемонстрировала недавно спонтанный (самопроизвольный) взрывоподобный направленный преимущественно поверхностный и близповерхностный внезапный газопородный (газоледокаменный) газодинамический выброс огромной силы (величины выделившейся энергии), не оставляющий никаких сомнений в характере вызвавших его причин и дающий некоторые основания для расшифровки особенностей механизма его протекания.

Происшедший 20 сентября 2002 г. взрывоподобный внезапный газодинамический выброс ледника Колка со всей очевидностью показал, что именно аномально высокое или даже сверхвысокое пластовое давление свободных газов, скопившихся за газоупорным барьером (в подледниковом пространстве), значительное превышение газовым давлением величины локального геостатического давления, создаваемого барьером в виде ледника и сил сцепления ледника с вмещающими породами (в том числе сил смерзания ледника с боковыми ледниками-притоками), а не «разрушающее» горное давление и не сорбированный газ и другие формы его связанного состояния, как нередко полагают в горной механике и, конечно, не вода в любом ее количестве, как обычно утверждают отечественные гляциологи, является основной причиной подготовки, запуска, проявления и постпароксизмального завершения внезапных газодинамических выбросов.

В наиболее явном виде проявившееся при поверхностном газодинамическом выбросе ледника Колка это заключение в полной мере справедливо как для поверхностных, так и для подземных внезапных газодинамических выбросов, как для газоледокаменных, так и для газоугольных, газосоляных, газопесчаных и любых иных взрывоподобных внезапных газопородных выбросов, независимо от литологического типа (состава, структуры) и генезиса выбрасываемых пород.

Некоторая генетическая специфика установленных автором различных типов таких выбросов, в том числе газодинамических выбросов ледников, рассмотрена ранее [2].

Взрывоподобный внезапный газодинамический (газоледокаменный) выброс ледника Колка 20 сентября 2002 года имел эндогенный поствулканический характер.

Он произошел за счет энергии (энергетически-силового воздействия на ледник) огром-

ного количества высоконапорных расширяющихся сжатых глубинных поствулканических природных газов, скопившихся непосредственно под ледником и продолжавших интенсивно поступать в экранированное ледником и боковыми породами ограниченное по объему подледниковое пространство вплоть до огромного по мощности газодинамического выброса ледника (а после выброса – непосредственно в атмосферу).

Такова причина катастрофического пароксизмального взрывоподобного внезапного газодинамического выброса ледника Колка и вызванной этим выбросом гигантской Колкинской (Кармадонской, Геналдонской) катастрофы.

Как и обычно, при внезапных газодинамических выбросах особенно большой мощности, после удаления газоупорного барьера со свободной (открытой) поверхностью интенсивное поступление высоконапорных глубинных природных газов, сопровождавшееся их поверхностным выделением в атмосферу, продолжалось в эпицентре катастрофы (в тыльной зоне открывшегося ложа ледника Колка) и вблизи от него в течение длительного времени и на постпароксизмальном этапе завершения газодинамического выброса, со всей очевидностью указывая на основной действующий природный фактор, «рабочее тело», энергетически-силовое воздействие которого на ледник Колка обусловило и вызвало выброс ледника и всю связанную с этим природную катастрофу. И лишь в последующем, по мере истощения и исчерпания запасов глубинных газов в данном районе, а также уменьшения величины их пластового давления, концентрированные (струйные) поверхностные газовыделения в эпицентральной зоне катастрофы постепенно приобрели затухающий характер, а затем прекратились.

Заключение о газодинамическом характере внезапного выброса ледника Колка и соответствующих причинах и механизме его протекания подтверждается всеми фактами, характеризующими особенности его проявления и оставленные им следы, частично рассмотренные в предшествующих работах автора [3-5]. Именно весьма различная, в том числе исключительно высокая степень диспергирования выброшенного материала, особенности формы полости выброса, в частности, ее плоскодонный характер, своеобразие акустического, сейсмического и светового сопровождения выброса, проявление огромной по интенсивности ударной воздушной волны, заброс значительного количества ледово-каменного материала высоко на скалы и другие признаки однозначно свидетельствуют об огромном по мощности (величине выделившейся энергии) взрывоподобном газодинамическом характере этого выброса.

С другой стороны, нет ни одного относящегося к этому событию факта, который противоречил бы такому заключению или не мог быть объяснен в рамках такого заключения.

Таким образом, идентификация геодинамического типа Колкинской катастрофы в эпицентральной зоне ее проявления в качестве пароксизмального взрывоподобного направленного поствулканического внезапного газодинамического выброса ледника Колка подтверждается всеми весьма многочисленными ее особенностями, является вполне доказанной и вообще единственно возможной.

В соответствии с таким определением, Колкинская катастрофа 2002 г. и подобные ей в генетическом плане и по особенностям проявления ледниковые катастрофы представляют собой новый, ранее (до 2002 г.) неизвестный геодинамический тип чрезвычайно опасных

пароксизмальных эндогенных природных катастроф поствулканического (или постмагматического) газодинамического генезиса.

Что касается конкретных деталей механизма этого выброса, то их невозможно наблюдать или реконструировать по оставленным следам, и естественно принять теоретические, основанные на многочисленных фактах представления [8, 10, 12-16 и др.] в данной области как наиболее разработанные и обоснованные для внезапных газодинамических выбросов в целом.

Пароксизмальные взрывоподобные газодинамические выбросы ледников, судя по оставленным ими следам, неоднократно происходили на Земле, в том числе на Кавказе, и ранее, но установить, правильно диагностировать их, определить их газодинамическую природу, выявить их механизм и причины, обнаружить, идентифицировать их геодинамические аналоги удалось лишь после гигантской катастрофы 2002 г. с эпицентром на леднике Колка, следы которой проявились на огромной территории и лишь немного не дошли до пригородов Владикавказа.

Неоднократно происходили в прошлом, безусловно, и газодинамические выбросы ледника Колка, история развития которого относительно известна лишь с 1752 г. [1, 2, 11, 17 и др.], а в гораздо большей части остается неизвестной, а, несомненно, происходившие в ранней истории ледника события не имеют хотя бы приблизительной датировки. Об этом свидетельствуют, в частности, «следы ледниковой обработки высоко на скалах в ущелье Колки» [17], на которые обратил внимание К.П. Рототаев во время его рекогносцировочных исследований еще в 1954-1955 гг. и, которые в течение полувека не имели объяснения. Понятно, что эти следы не являются следами водных потоков, всюду усматриваемых гляциологами.

Выводы

Изучение природных газодинамических явлений в течение уже более ста лет связано с изучением взрывоподобных направленных газодинамических выбросов ледника Колка 3 и 6 июля 1902 г., Девдоракских (Казбекских) катастроф 1776 и 1832 гг., на Кавказе, в Закавказье, в Южно-Американских Андах, Северо-Американских Кордильерах и, безусловно, во многих других случаях. Именно так происходит и с настойчиво предлагаемыми гляциологическими, гляциодинамическими, гидрогляциодинамическими, гидравлическими, селевыми и др. объяснениями Колкинской катастрофы 2002 г.

При этом согласно теории внезапных газодинамических выбросов [8, 12-16 и др.], важнейшим условием возникновения таких выбросов является «наличие достаточной потенциальной энергии (в первую очередь газа), чтобы не только совершать работу разрушения, но и придать смеси скорость, обеспечивающую движение потока» [16].

На всех этапах подготовки гигантской природной Колкинской катастрофы, пароксизмального взрывоподобного ее протекания и постпароксизмального завершения наиболее заметно проявилось определяющее, управляющее действие именно газового фактора, вызвавших катастрофу и определивших многочисленные, совершенно уникальные ее особенности.

В мегасистеме ледника Колка, включающей, помимо ледника и области его питания, его корово-мантийный флюидосодержащий литосферный субстрат, на некоторых этапах развития, очевидно, реализуется также случай, когда давление глубинных флюидов, в том числе газовое давление, в подледниковом пространстве является недостаточным для газодинамического выброса ледника, но достаточным для существенного изменения его напряженно-деформированного состояния и нарушения его механической устойчивости (с учетом величины, набранной ледником массы, и уклона ледника). Это приводит к быстрой подвижке ледника, которая, в зависимости от указанных и, возможно, некоторых других факторов, может характеризоваться различными параметрами, прежде всего, различными величинами скорости, дальности и продолжительности движения льда.

Литература

1. Бергер М.Г. Три гляциодинамические подвижки и четыре газодинамических выброса ледника Колка. Малоизвестные страницы и дискуссионные вопросы истории развития пульсирующего ледника. М.: КомКнига, 2007. 120 с.

2. Бергер М.Г. Геодинамическая система ледника Колка и вопросы прогнозирования и регулирования ее развития. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 264 с.

3. Бергер М.Г. О воронке выброса ледника Колка. // Геология и геофизика Юга России. 2012а. №2. С. 55-64.

4. Бергер М.Г. О некоторых следах, оставшихся на месте ледника Колка, как показателях характера Колкинской катастрофы 2002 года. // Геология и геофизика Юга России. 2012б. №4. С. 75-85.

5. Бергер М.Г. О проявлении ударной воздушной волны при взрывоподобном внезапном газодинамическом выбросе ледника Колка 20 сентября 2002 г. // Геология и геофизика Юга России. 2015а. №2. С. 76-85.

6. Бергер М.Г. Газогляциодинамика – новая область исследований ледников и связанных с ними эндогенных опасных природных процессов катастрофического уровня. // Геология и геофизика Юга России. 2015б. №4. С. 18-46.

7. Бергер М.Г. Некоторые общие вопросы изучения газодинамических и газогляциодинамических явлений. // Геология и геофизика Юга России. 2016. №1. С. 5-37.

8. Бирюков Ю.М. Техногенная газодинамика. Калининград: Изд-во ФГБОУ ВПО «КГТУ», 2011. 159 с.

9. Иванов Б.М. Современные представления о классификации газодинамических явлений в угольных шахтах. // Горный информационно-аналитический бюллетень. Тематическое приложение «Безопасность». М.: Изд-во МГГУ, 2005. С. 153-167.

10. Николин В.И., Меликсетов С.С., Беркович И.М. Выбросы породы и газа. М.: Недра, 1967. 81 с.

11. Панов В.Д. Эволюция современного оледенения Кавказа. СПб.: Гидрометеоиздат, 1993. 432 с.

12. Петросян А.Э., Яновская М.Ф., Иванов Б.М., Крупеня В.Г. Исследование процессов возникновения внезапных выбросов угля и газа. М.: Наука, 1978. 112 с.

13. Петросян А.Э., Иванов Б.М., Крупеня В.Г. Теория внезапных выбросов. М.: Наука, 1983. 152 с.

14. Петухов И.М., Линьков А.М. Теоретические предпосылки предупреждения внезапных выбросов и мер борьбы с их вредными последствиями // Выбросы угля, породы и газа. Киев: Наукова думка, 1976. С. 3-18.

15. Петухов И.М., Линьков А.М.Механизм развязывания и протекания выбросов угля (породы) и газа // Основы теории внезапных выбросов угля, породы и газа. М.: Недра, 1978. С. 62-91.

16. Петухов И.М., Линьков А.М. Механика горных ударов и выбросов. М.: Недра, 1983. 280 с.

17. Рототаев К.П., Ходаков В.Г., Кренке А.Н. Исследование пульсирующего ледника Колка. М.: Наука, 1983. 169 с.

УДК 330.46; 334.021

ТЕХНОГЕННЫЕ ЧС И ОПАСНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ СЕВЕРНАЯ ОСЕТИЯ-АЛАНИЯ

Бериев О.Г.[1], Тезиев Т.М.[2]

[1]ГФИ ВНЦ РАН, Владикавказ, Россия

[2]СО Реском, Владикавказ, Россия

Техногенные ЧС и опасности на территории Республики Северная Осетия-Алания связаны с объектами народного хозяйства, транспортом и другой техногенной деятельностью человека, а также с потенциально опасными объектами (ПОО). На территории республики расположено 12 потенциально опасных объектов. Для изучения техногенных ЧС были использованы материалы ежегодных государственных докладов МЧС республики за период 2010-2017 годы [1-8].

Нефтяная и газовая промышленность. На объектах, осуществляющих операции с нефтепродуктами, аварий, которые могли бы привести к возникновению ЧС, в республике не зарегистрировано.

Нефтепроводы, проходящие по территории республики (Моздокский район), ранее выведены из эксплуатации, законсервированы и заполнены инертной газовой смесью. Технологические объекты, обеспечивающие перекачку нефти, также выведены из эксплуатации и законсервированы, произведены физические разрывы с магистральным нефтепроводом. Возникновение ЧС, обусловленных аварийным разливом нефти, отсутствует.

Потенциальную опасность на территории республики представляют технологические процессы, связанные с транспортировкой природного газа. Большая эксплуатируемая протяжённость магистральных газопроводов и высокий износ основных производственных фондов являются предпосылками аварий, приводящих к разгерметизации трубопроводов и возникновению ЧС.

Протяженность магистральных газопроводов (МГ), проложенных на территории республики, составляет 272,67 км, из них газопроводов больших диаметров от 1000 до 1400 мм составляет около 36 % от общей протяженности всех газопроводов газотранспортной системы. 76,5 % от общей протяженности МГ эксплуатируется более 20 лет, при этом 69 % газопроводов диаметром более 1200 мм эксплуатируется более 30 лет и 32 % газопроводов диаметром 1000 мм имеет срок эксплуатации, превышающий 40 лет.

Состояние основных производственных фондов соответствует предъявляемым требованиям.

Опасность эксплуатации этих объектов обусловлена большими массами находящегося под высоким давлением природного газа. Аварии на МГ могут иметь место по различным причинам, в зависимости от источника негативного воздействия на МГ и механизма этого воздействия приводящего к разгерметизации трубопровода. Согласно статистике такими источниками и механизмами могут быть:

- коррозионное растрескивание под напряжением (КРН или стресс-коррозия), подземная и атмосферная коррозия;

- механические повреждения (строительной техникой, бурильным оборудованием, в результате взрывных работ, актов несанкционированных действий);

- дефекты труб, оборудования и материалов во время их изготовления, транспортировки и строительно-монтажных работ;

- внутренняя коррозия и эрозия;

- циклические нагрузки, приводящие к усталости и разрушению;

- природные факторы (подвижки грунта в результате оседания, размыва, морозного пучения, обводнения траншеи и др. процессов);

- нарушение правил технической эксплуатации (ПТЭ).

Особенно следует отметить доминирующее влияние стресс-коррозии на аварийность МГ.

Гидротехнические сооружения. На территории республики находятся 108 гидротехнических сооружений (ГТС), из них:

1 комплекс ГТС – хранилище шламовой и горнодобывающей промышленности;

8 комплексов топливно-энергетического характера (8 ГЭС);

99 комплексов ГТС относятся к водохозяйственному использованию.

Бесхозяйных ГТС на территории Республики Северная Осетия-Алания нет (АППГ – 1 ед.).

Согласно декларациям безопасности 3 ГТС топливно-энергетического комплекса имеют зоны затопления, представляющие угрозу для населенных пунктов, из них одно ГТС, разрушение которого может привести к катастрофическому затоплению территории (Головное сооружение Зарамагских ГЭС).

Радиационная опасность. Радиационно-опасных объектов на территории республики не имеется. Радиационный фон за исследуемый период не превышал допустимые нормы.

Угрозы химической опасности. Химически опасные объекты могут являться потенциальными источниками заражения воздуха, воды и почвы химически опасными веществами.

Чрезвычайных ситуаций с аварийным выбросом химически опасных веществ на территории Республики Северная Осетия – Алания не наблюдалось.

Опасности на транспорте. Железнодорожный и авиационный транспорт. По территории республики проходят две железнодорожные линии, которые являются частью железнодорожной магистрали Ростов-на-Дону – Баку, от которой отходят тупиковые железнодорожные ветки. Железнодорожная сеть на территории республики охватывает 7 районов. Протяженность железнодорожных путей по республике составляет 234,988 км; протяженность главных путей – 153,421 км; протяженность станционных путей – 81,567 км; электрифицированных путей – 171,548 км. Пропускная способность до 20 пар/поездов в сутки.

Станция Владикавказ СКЖД – 2 класса, работает на одно направление в сторону станции Беслан. Протяженность железнодорожных путей до станции Беслан – 23 км, однопутная, ширококолейная, электрифицированная. На станции применяются в поездном движении электровозы, в маневровой работе – тепловозы.

Железнодорожная станция Владикавказ имеет пассажирских платформ – 2, грузовых – 2, опасных участков нет. Станция включает в себя железнодорожный вокзал и две грузовые станции: СТД (старый товарный двор) и НТД (новый товарный двор).

Весь наличный парк подвижного состава принадлежит Минераловодскому отделению СКЖД.

Опасность на железной дороге обусловлена наличием автомобильных переездов, пересечений с ней магистральных газопроводов, мостов через водные преграды.

Уязвимыми участками железнодорожного пути являются участки, на которых возможны размывы откосов насыпи в период паводка и ливневых дождей.

На территории г. Владикавказ эксплуатируется 16025 п.м. железнодорожных путей не общего пользования, по которым осуществляется транспортировка опасных грузов [2].

Интенсивность воздушного движения над территорией республики незначительна. Регулярные воздушные перевозки осуществляют четыре авиакомпании из авиаузла гражданской авиации международного значения – «Международный аэропорт Владикавказ», расположенный в 20 км от г. Владикавказ (г. Беслан). По интенсивности движения аэропорт относится к «В» классу.

Основные эксплуатируемые воздушные суда: Airbus A319, Boeing 737-50, Bombardier CRJ-200.

В силу сложных орографии и климатических условий (туман) территория республики представляет определенную сложность для полетов воздушных судов, особенно вертолетов, на низкой высоте.

Автомобильный транспорт. Автомобильный транспорт Республики Северная Осетия-Алания занимает ведущую позицию в основных производственных фондах республики, формирует значительную долю транспортных услуг в валовом региональном продукте.

В Северной Осетии 4748 км дорог общего пользования, из них 276,559 км – это автомобильные трассы федерального значения, в том числе: 1-й категории – 53,739 км (19,44 %), 2-й категории – 205,670 км (74,37 %), 3-й категории – 17,150 км (6,19%).

Линейная протяженность автомобильных дорог регионального и межмуниципального значения составляет 999,76 км, в том числе с асфальтобетонным покрытием – 714,503. 3492 км составляет протяженность дорог местного значения.

На федеральных автодорогах имеется 24 потенциально опасных участка, где наиболее активно проявляются опасные природные явления (камнепады, оползни, селевые потоки, снежные лавины, подтопления паводковыми водами). Наиболее сложными местами на региональных автодорогах являются: автомобильная дорога-подъезд к курорту Цей, участок км 0,7 – км 6,8 (каменные осыпи и оползневые участки) и 105 км горных дорог.

Из всех источников опасности на автомобильном транспорте наибольшую угрозу для населения представляют дорожно-транспортные происшествия (ДТП) (табл.1).

Одной из требуемых мер защищенности пешеходов на нерегулируемых пешеходных переходах республики является их освещенность **в** темное время суток, в соответствии с требованиями нормативных стандартов, в том числе в населенных пунктах.

На территории Республики функционируют 47 железнодорожных переездов, из которых: 10 – регулируемых, 37 – нерегулируемых, в том числе 2 – охраняемых (с дежурными работниками), 5 переездов оборудованы УЗП (устройство заграждения пути).

Высокими рисками сопровождается передвижение автотранспорта по дорогам в гор-

ной зоне. Горные дороги периодически поражаются селями, оползнями, камнепадами, обвалами горных пород, а в зимнее время сходом снежных лавин (Военно-Грузинская, ТрансКАМ). Горные дороги, как правило, проложены по бортам горных рек, с высокими обрывистыми берегами. Нарушение правил дорожного движения приводит к падению в пропасть, с последующим уносом автомобиля, тел погибших и пострадавших течением реки.

Опасность на транспорте представляет также непрофессиональное переоборудование автомобилей под использование СУГ в качестве топлива.

На безопасность дорожного движения влияют погодно-климатические условия (снег, гололед и др.).

Высокая опасность ДТП сохраняется на общественном электрическом транспорте. Сеть общественного электрического транспорта развита на территории г. Владикавказа. Протяженность эксплуатируемого трамвайного пути составляет 53,9 км. Из них 29,1 км имеют сверхдопустимый износ, что составляет 46%. В соответствии с нормативами для поддержания трамвайного пути в рабочем состоянии требуется ежегодно производить капитальный ремонт 8 км одиночного пути. Протяженность контактной сети трамвая составляет 59,6 км, из них эксплуатируется с предельным износом 45,9 км. Значительная часть трамвайных путей проложена по улицам города с интенсивным автомобильным движением без разделения транспортных потоков, что не обеспечивает безопасность эксплуатации электротранспорта и снижение количества ДТП.

Таблица 1

Сведения о ДТП на территории РСО-Алания за 2010-2017 гг.

Год	Количество ДТП	Погибло чел	Ранено чел
2010(за 11 мес.)	583	130	789
2011(за 10 мес.)	509	122	732
2012(за 11 мес.)	685	149	967
2013(за 10 мес.)	698	113	988
2014	653	120	907
2015	709	118	1017
2016	692	110	1012
2017	639	100	900

Таким образом, за анализируемый период на территории РСО-Алания произошло 5168 ДТП, в которых погибло 962 человека и 7312 человек получили ранения.

Наибольшее количество ДТП происходит в г. Владикавказе и на автомобильных дорогах федерального значения. Основными причинами ДТП являются: несоблюдение скоростного режима, выезд на встречную полосу, управление автотранспортом в состоянии опьянения.

К причинам роста ДТП в республике можно смело отнести рост количества автотранспорта (табл.2) при недостаточном качестве улично-дорожной сети.

Таблица 2

Сведения о количестве автотранспорта на территории РСО-Алания (по состоянию на 1 марта) за 2010-2017 гг.

Год	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017
Количество автотранспорта	193680	201978	211177	223791	235451	248059	235314	247314

Выводы

1. Чрезвычайные ситуации техногенного характера и опасности представляют для населения и территории Республики Северная Осетия-Алания большую угрозу, приводящие к гибели людей и экономическому ущербу.

2. Из чрезвычайных ситуаций техногенного характера наибольшее распространение получили ЧС на автомобильном транспорте, приводящие к большому числу погибших и пострадавших в дорожно-транспортных происшествиях.

3. Функционирующие на территории республики потенциально опасные объекты также представляют собой техногенную угрозу.

Литература

1. Материалы для ежегодного государственного доклада «О состоянии защиты населения и территорий Республики Северная Осетия-Алания от чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера в 2010 году». Владикавказ, 2010. 196 с.

2. Материалы для ежегодного государственного доклада «О состоянии защиты населения и территорий Республики Северная Осетия-Алания от чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера в 2011 году». Владикавказ, 2011. 194 с.

3. Материалы для ежегодного государственного доклада «О состоянии защиты населения и территорий Республики Северная Осетия-Алания от чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера в 2012 году». Владикавказ, 2012. 197 с.

4. Материалы для ежегодного государственного доклада «О состоянии защиты населения и территорий Республики Северная Осетия-Алания от чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера в 2013 году». Владикавказ, 2013. 218 с.

5. Материалы для ежегодного государственного доклада «О состоянии защиты населения и территорий Республики Северная Осетия-Алания от чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера в 2014 году». Владикавказ, 2014. 197 с.

6. Материалы для ежегодного государственного доклада «О состоянии защиты населения и территорий Республики Северная Осетия-Алания от чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера в 2015 году». Владикавказ, 2015. 248 с.

7. Материалы для ежегодного государственного доклада «О состоянии защиты населения и территорий Республики Северная Осетия-Алания от чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера в 2016 году». Владикавказ, 2016. 244 с.

8. Материалы для ежегодного государственного доклада «О состоянии защиты населения и территорий Республики Северная Осетия-Алания от чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера в 2017году». Владикавказ, 2017. 245 с.

УДК 622.276

КОМПЛЕКСНАЯ ОЦЕНКА ЮЖНО-КАСПИЙСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО БАССЕЙНА С ПОМОЩЬЮ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

Босиков И.И., Клюев Р.В.

СКГМИ (ГТУ), Владикавказ, Россия

Аннотация. Целью исследований являлось проведение комплексного анализа условий и особенностей нефтегазоносности территории Южно-Каспийского нефтегазоносного бассейна.

Сущность использованной авторами методики геолого-геофизических исследований состоит в следующем: анализ мощностей и фаций нефтегазоносных комплексов, с уточнением стратиграфического положения продуктивных горизонтов, выявлением региональных и локальных зон развития коллекторов и их генетической природы на основе петрофизических исследований, корреляций разрезов скважин, результатов интерпретации ГИС, аномалий волнового поля и др.

Проведены следующие исследования: уточнение количественной оценки нефтегазоносности по ряду нефтегазоносных комплексов (3 комплекса), построение карт перспектив нефтегазоносности раздельно по комплексам, выделение объектов с построением моделей строения.

Данный комплекс позволяет осуществить мониторинг и контроль продуктивных зон пласта в реальном времени без проведения дополнительных работ. Проведен комплексный анализ: определены критерии нефтегазоносности данных отложений, на опыте месторождений и разведочных скважин Южно-Каспийского района; уточнена схематическая структурная карта; составлены корреляционные схемы сопоставления опорных разрезов плиоценовых отложений Южно-Каспийского нефтегазоносного бассейна; проведен анализ фаций и мощностей, иллюстрируемый литофациальными схемами по отдельным, составляющим комплекс, свитам; определены особенности методики поисково-разведочных работ в глинистых коллекторах, на основе опытных исследований, известных на Южно-Каспийском нефтегазоносном районе; дана качественная оценка перспектив нефтегазоносности и построена карта перспектив по данному комплексу отложений.

Введение

Значение геолого-геофизических исследований велико на всех этапах поисково-оценочных работ: при геолого-геофизической съемке, при построении тектонических и палеогеографических карт, при оценке перспектив нефтегазоносности и, наконец, при разведке и эксплуатации нефтяных и газовых месторождений.

Однако, несмотря на многочисленные и детальные исследования стратиграфии четвертичных и особенно плиоценовых отложений Южно-Каспийского нефтегазоносного бассейна, состояние их изученности, а также применявшаяся методика изучения этих осадков не вполне соответствовали задачам, стоящим перед исследователями. В связи с отмеченной авторами для основной графики документов по истории геологического развития Южно-Каспийского нефтегазоносного бассейна методика геолого-геофизических исследований была усовершенствована. Ниже излагаются сведения о тех особенностях метода геолого-геофизических исследований, которые применены авторами впервые отдельно или в комплексе с другими методами.

Техническая часть. Геолого-геофизические исследования распадаются на два этапа: полевой и лабораторный. В комплексе они включают полевое изучение разрезов, геологическое картирование, геолого-геофизическое исследование, макро- и микропалеонтологи-

ческий, спорово-пыльцевой, палеоботанический, минералогический, гранулометрический, каротажный анализ, внутрирайонную и межрайонную корреляции. Таким образом, в основу геолого-геофизических исследований плиоценовых и четвертичных отложений было положено обширное комплексирование, заключающееся в рациональном применении по возможности всех видов исследований как полевых, так и лабораторных, взаимно дополняющих и контролирующих друг друга.

В результате геолого-геофизических исследований создаются, во-первых, схема (порядок) расчленения отложений и, во-вторых, схема их корреляции – два тесно связанных между собой раздела работы.

Полевые исследования. Прежде всего, до начала полевых работ, на основании проработки литературных данных, намечались те местности, где предстояло изучить полевые разрезы. В первую очередь выбирались пункты, где имелись разрезы, наиболее полные и четкие по стратиграфическим особенностям, хорошо охарактеризованные ископаемыми органическими остатками. Учитывалось при этом и то обстоятельство, чтобы несколькими обнажениями или скважинами был представлен или вскрыт весь разрез плиоценовых или четвертичных отложений.

Выбор наиболее эффективных полевых разрезов определялся в ряде возможных случаев необходимостью сопоставления естественных обнажений с разрезами скважин, с учетом результата обработки керна и анализа электрокаротажных диаграмм этих скважин [1-7].

Изучение стратиграфических взаимоотношений производилось одновременно с площадной геологической съемкой четвертичных отложений (или детализацией и уточнением геологической карты) и в тесной связи с геолого-структурной крупномасштабной съемкой, как это выполнялось на территории Прибалханской зоны поднятий. Крупномасштабная съемка по отдельным поднятиям указанной зоны потребовала в конечном итоге особенно тщательной детализации в стратиграфии четвертичных и плиоценовых отложений.

Сопоставление полевых разрезов, прослеживание контактов слоев, горизонтов, пачек и т.д. велось на основе новейших аэрофотоматериалов крупного масштаба, что значительно облегчало изучение и увязку разрезов в поле: позволяло полнее выявлять тектонические нарушения, а также фиксировать несогласия и размывы по всему разрезу, простирание отдельных слоев и горизонтов, и, таким образом, представляло возможность на тщательно обоснованной стратиграфической основе создавать крупномасштабные геологическую и геолого-структурные карты [5-17].

Визуальное изучение полевых разрезов проводилось с инструментальными замерами мощностей с помощью теодолитов, т.к. все до сих пор существующие данные о мощностях отдельных ярусов и подъярусов у различных авторов оказывались самыми противоречивыми. Инструментальные профильные замеры делались по наиболее полным разрезам (Челекен, Монжуклы, Боя-Даг и др.).

Изучение разрезов производилось с максимально детальным отбором образцов пород, а также остатков фауны и флоры. Последние точно привязывались к отдельным слоям разреза. Отбор образцов пород производился после соответствующей расчистки, через 2-4 м видимой мощности. Замерялись углы падения и простирание по возможности всех слоев. Непосредственно в полевой обстановке производилось предварительное определение

остатков фауны и флоры, что позволяло на месте судить о возрасте отложений. Особо тщательно изучались маркирующие горизонты, и их литолого-палеонтологические особенности. К таким горизонтам в первую очередь были отнесены слои известняков, черных глин, глин с фауной или с растительными остатками, которые отвечали задачам картирования. Использование аэрофотоматериалов давало возможность контролировать пространственное поведение маркирующих горизонтов на большой площади, что имело существенное значение для сопоставления разрезов отдельных районов как по обнажениям, так и по материалам скважин.

Особое внимание было уделено расчленению четвертичных отложений по скважинам, по которым тщательно просматривался и описывался весь керн. На основании анализа электрокаротажной диаграммы и литологического описания, а также данных о гранулометрическом и минералогическом составе вскрытых отложений составлялся разрез. По комплексу данных выделялись маркирующие горизонты, которые сопоставлялись (в Прибалханской зоне) с аналогичными горизонтами по полевым разрезам. Это позволяло стратиграфические границы с полевых разрезов переносить на разрезы скважин. Сопоставление это производилось, как правило, по одной и той же площади. Оно было проведено на Челекене, Монжуклы, Боя-Даге и др. Затем уже выявленные электрокаротажные реперы были перенесены на разрезы скважин соседних площадей (рис.1).

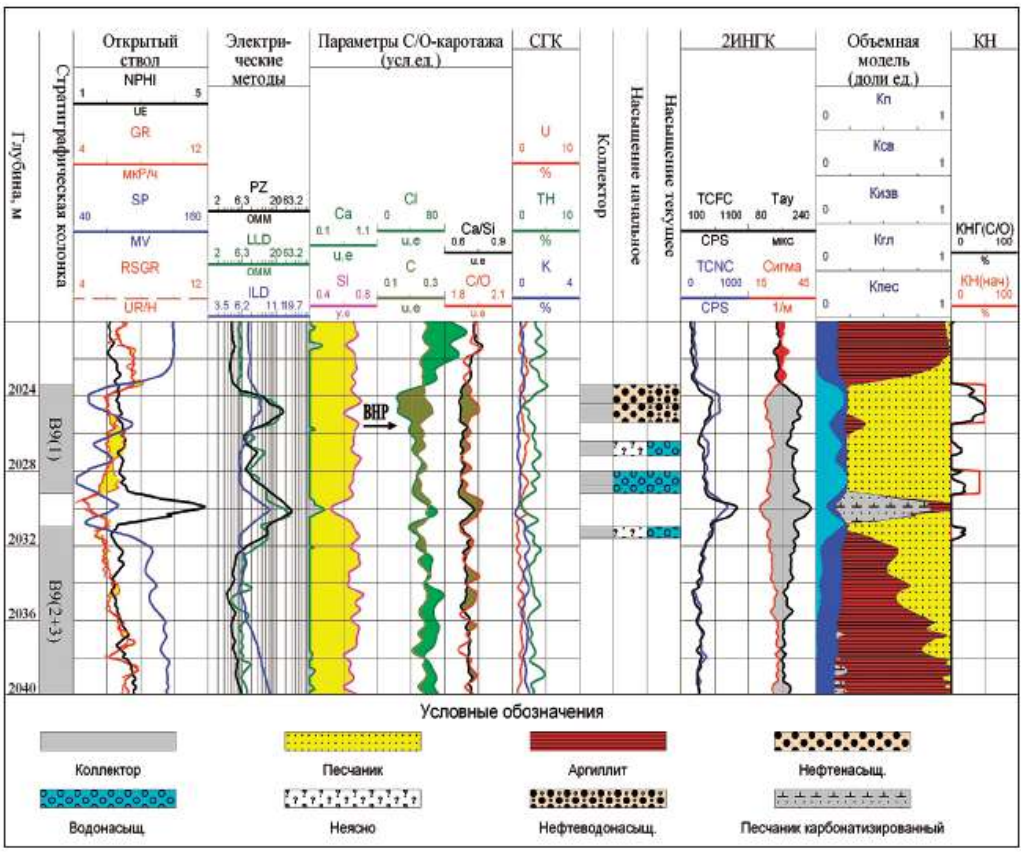


Рис. 1.Определение текущей нефтенасыщенности пласта

По разрезам скважин определялись собранные в керне остатки моллюсков, остракод и растений. Полученные данные наносились на разрезы скважин с электрокаротажной диаграммой, благодаря чему обеспечивалась точная их привязка к непрерывному разрезу. В результате производилось расчленение разреза скважины (независимо от сопоставления с обнажениями). Основную роль здесь играли остатки моллюсков и остракоды. Стратиграфические границы исправлялись и уточнялись уже в результате сопоставления скважин одной и той же площади и соседних площадей. Этот способ применялся по всей территории низменности, но особенно в ее южной части, где естественные разрезы отсутствуют [5-7].

Лабораторные исследования. Весь каменный материал по обнажениям, а также по скважинам обрабатывался лабораторными методами. Производилось литолого-петрографическое изучение пород: механический анализ, определение карбонатности, минералогический (иммерсионный) анализ, определение глинистых минералов с помощью методов: окрашивания, иммерсионного, электронно-микроскопического, термического. Некоторые из литологических лабораторных методов применялись впервые не только для четвертичных, но и для плиоценовых отложений Западного Туркменистана. Поэтому одним из первоочередных вопросов лабораторных исследований была необходимость уточнения методики указанных анализов для отложений различных литолого-генетических типов.

В обработке каменного материала и собранных органических остатков применялся комплекс палеонтологических методов. К ним относятся: макро- и микро-фаунистический, спорово-пыльцевой, палеоботанический (определение макроостатков флоры), палеоэкологический. В наши задачи не входит их подробное освещение, что дается в ряде руководств [5-11].

Остановимся лишь на особенностях методики и тех вопросах, которые были уточнены и разработаны в процессе исследований.

Отбор раковин моллюсков в поле производился с точной привязкой к разрезу одновременно с геолого-стратиграфическими исследованиями. Последнее позволяло учитывать условия нахождения раковин моллюсков в осадках и возможности их переотложения. Сбор производился массовый по нескольку сот раковин с одного местонахождения, что позволяло применять биометрический метод в лабораторных условиях и вследствие этого давать более точное определение видов и более обоснованное заключение о возрасте изученных форм. В то же время необходимо отметить, что в кернах скважин (а для ряда мест и в обнажениях) остатки раковин моллюсков встречаются редко или плохой сохранности, что не всегда позволяло сделать на основе их изучения расчленение на подъярусы. Поэтому ставилось также изучение остракод, которые встречаются в керне скважин обычно почти по всему разрезу. В связи со сравнительной новизной исследований по микрофауне понадобилось с начала наших исследований заняться разработкой методических вопросов, главным образом по обоснованию и выделению руководящих комплексов остракод, потому что именно такой руководящий комплекс, а не отдельные виды, позволяет устанавливать возраст отложений. Изучение подобных комплексов для отдельных ярусов и подъярусов плиоцена и, особенно, четвертичных отложений, было начато с наиболее полных и богатых остатками остракод разрезов (Монжуклы, Челекен, Урунджук и др.). Последующие исследования как по обнажениям, так и по скважинам, позволили установить комплексы остракод для верх-

неапшеронского, нижне- и верхнебакинского подъярусов, хазарского, хвалынского и новокаспийского ярусов. Как остатки моллюсков, так и остракод точно привязывались к разрезу скважин или обнажения, что позволяло наиболее эффективно использовать их для корреляционных целей. Остатки моллюсков и остракод являются основным фактическим материалом для распознавания возраста разных ярусов и горизонтов плиоценовых и четвертичных морских отложений Южнокаспийского бассейна, равно как и других районов Прикаспия.

Корреляция разрезов. Вторым разделом геолого-геофизических исследований является корреляция разрезов, которая состоит из внутрирайонной и межрайонной корреляции геолого-геофизических разрезов, тесно связанных между собой. Корреляция является синтезом электрокаротажных, стратиграфических, литолого-петрографических и палеонтологических данных по разрезам и в то же время одним из методов геолого-геофизических исследований.

Проводились две стадии в межрайонной корреляции: первая – составление геолого-геофизических разрезов по единичным скважинам, сводных нормальных разрезов по скважинам, по опорным обнажениям; вторая стадия – составление схем межрайонной корреляции разрезов.

Не останавливаясь подробно на методике составления геолого-геофизических разрезов и схем корреляции, так как это подробно описано в указанной инструкции, укажем лишь на те особенности методики, которые разработаны при корреляции геолого-геофизических разрезов четвертичных отложений районов Прикаспия [10-12].

Прежде чем составлять сводные нормальные разрезы, намечаются генеральные профильные сечения, которые проходят через структурные элементы в одном направлении (меридиональном или широтном и т. д.). Линии эти проводятся с учетом имеющихся скважин или опорных обнажений. По всем площадям, скважинам и обнажениям, приуроченным к этим линиям, строятся геолого-геофизические разрезы.

При внутрирайонной корреляции четвертичных и плиоценовых отложений особое значение приобретают два фактора: сопоставление полевых разрезов с разрезами скважин и выделение в разрезах скважин явлений размывов и следов перерыва в образовании осадков.

Сопоставление обнажений с разрезами скважин по одной и той же площади имеет первостепенное значение для установления и увязки стратиграфических границ на нормальном геолого-геофизическом разрезе. Наиболее полный полевой разрез (опорные обнажения) детально изучается литологически и палеонтологически, причем измеряется инструментально мощность стратиграфических комплексов и после вычерчивания геологического профильного разреза и разреза-колонки сопоставляется последняя с разрезами скважин. Желательно сопоставление со скважиной, расположенной вблизи обнажения. Сопоставление ведется, в основном, как по общему характеру литологии, так и по маркирующим пачкам глин, известняков, песков. Вначале намечаются и сопоставляются маркирующие горизонты, например, в апшеронских и бакинских отложениях – черные глины, хорошо выделяющиеся повышенными аномалиями кривой ПС. При этом обязательно учитываются стратиграфические показатели, полученные при определении остатков фауны и флоры, как обнажений, так и скважин (если они имеются). Хорошая корреляция получается при одинаковых или близких мощностях отложений, вскрываемых в полевых разрезах и по скважинам [15-21].

Межрайонная корреляция разрезов служит основой при построении палеогеографических карт, будучи лучшим видом широкого регионального стратиграфического расчленения.

В основу межрайонной корреляции разрезов берутся сводные нормальные разрезы, а также отдельные разрезы скважин и обнажений, значение которых большей частью выявлено предыдущей внутрирайонной корреляцией.

Несмотря на то, что по разрезам уже проведены стратиграфические подразделения при межрайонной корреляции, еще более уточняется обоснованность стратиграфических границ, увязка их и выделение индикаторов на электрокаротажных диаграммах. После этого все вычерченные сопоставленные разрезы уменьшаются фотопутем с масштаба 1:500 до масштаба 1:2000 и затем монтируются на общие схемы – листы.

Составленные листы межрайонной корреляции геолого-геофизических разрезов позволяют наглядно видеть изменения литологического состава, фаций и мощностей по отдельным стратиграфическим комплексам, иметь обоснованные значения мощностей по разрезам, проследить несогласия, точно привязать эксплуатационные горизонты (в плиоценовых отложениях) к определенным стратиграфическим комплексам: ярусам, подъярусам и т. д.

Путем проведения внутрирайонной и межрайонной корреляций геолого-геофизических и естественных разрезов достигается максимальная приближенность результатов стратиграфических исследований для решения вопросов промысловой геологии, что ранее для четвертичных и верхнеплиоценовых отложений совсем не производилось или же производилось явно недостаточно. Таким образом, весь комплекс стратиграфических исследований молодых кайнозойских отложений приобретает непосредственное не только теоретическое, но и практическое значение [15-21].

Заключение

Данный комплекс позволяет осуществить мониторинг и контроль продуктивных зон пласта в реальном времени без проведения дополнительных работ. Проведен комплексный анализ: определены критерии нефтегазоносности данных отложений, на опыте месторождений и разведочных скважин Южно-Каспийского района; уточнена схематическая структурная карта; составлены корреляционные схемы сопоставления опорных разрезов плиоценовых отложений Южно-Каспийского нефтегазоносного бассейна; проведен анализ фаций и мощностей, иллюстрируемый литофациальными схемами по отдельным, составляющим комплекс, свитам; определены особенности методики поисково-разведочных работ в глинистых коллекторах, на основе опытных исследований, известных в Южно-Каспийском нефтегазоносном районе; дана качественная оценка перспектив нефтегазоносности и построена карта перспектив по данному комплексу отложений.

Литература

1. Мищенко И.Т. Скважинная добыча нефти. М.: Нефть и газ, 2003. 816 с.

2. Гиматудинов Ш.К. Справочное руководство по проектированию разработки и эксплуатации нефтяных месторождений. Добыча нефти. М.: Недра, 1983. 455 с.

3. Dranchuk P.M., Abu–Kassem J.H. Calculation of Z–factors for natural gases using equations of state // J. Cdn. Pet. Tech. 1975. Vol.14. P. 34–36.

4. Brill J.P. Multiphase flow in wells. SPE, 1999. 384 p.

5. Standing M.B. Volumetric and Phase Behavior of Oil Field Hydrocarbon Systems, SPE, 1981. 124 p.

6. Хайрер Э., Нерсетт С. Решение обыкновенных дифференциальных уравнений. Нежест. задачи. М.: Мир, 1990. 512 с.

7. Уразаков К.Р. Механизированная добыча нефти (сборник изобретений). Уфа: Нефтегазовое дело, 2010. 329 с.

8. Литвинов С.А. «Комплексный анализ геолого-геофизических материалов с обоснованием основных направлений по освоению и наращиванию ресурсной базы углеводородов Республики Северная Осетия – Алания» // Годовой информационный геологический отчет ЗАО НПП «Севкавгеопром». Владикавказ, 2006. 50 с.

9. Кудинов В.И. Основы нефтегазопромыслового дела. М. – Ижевск: Институт компьютерных исследований, 2005. 720 с.

10. Босиков И.И., Клюев Р.В. Методы системного анализа природно-промышленной системы горно-металлургического комплекса: монография. Владикавказ, 2015. 127 с.

11. Гавура В.Е. Геология и разработка нефтяных и газонефтяных месторождений. М.: ВНИИОЭНГ, 1995. 258 с.

12. Егорова Е.В., Клюев Р.В., Босиков И.И., Цидаев Б.С. Evaluation of use of effective technologies for increasing sustainable development of natural and technical system of oil and gas complex // Устойчивое развитие горных территорий. 2018. Т.10. №3 (37). С. 392-403.

13. Bosikov I.I.,. Klyuev R.V, Revazov V.Ch., Performance evaluation of functioning of natural-industrial system of mining-processing complex with help of analytical and mathematical models // IOP Conference Series: Materials Science and Engineering, 2018. 2018 IOP Conf. Ser.: Mater. Sci. Eng. 327 022013.

14. Галкин В.И., Кочнева О.Е. Геология и геохимия нефти и газа. Пермь: Пермский национальный исследовательский политехнический университет, 2017. С. 181.

15. Норман, Дж. Хайн. Геология, разведка, бурение и добыча нефти / Норман Дж. Хайн. М.: Олимп-Бизнес, 2008. 752 с.

16. Tang G.-Q. & Morrow, N.R. Influence of brine composition and fines migration on crude oil/brine/rock interactions and oil recovery. Journal of Petroleum Science and Engineering, 1999, 111.- no.24,. 99 p.

17. Wilcox R., Fisk J. Test show shale behavior, aid well planning. Oil and gas J., 1983, 12/IX, v. 81, no.37.

18. Тагиров К.М. Крепление скважин с точки зрения абсорбции и газообразования // Газовая промышленность. 2001 № 3. С. 48-49.

19. Гасумов Р.А. Технологические жидкости, препятствующие миграции пластовых флюидов в кольцевое пространство при строительстве скважин / П.А. Гасумов Ю.С. Минченко // Научно-технический журнал «Строительство нефтяных и газовых скважин на суше и на море». 2017. № 6. С. 21-24.

20. Гасумов Р.А. Применение гелеобразующих систем для временной блокировки газового коллектора при цементировании скважин с открытым дном / Р.А. Гасумов, В.Е. Дубенко, Ю.С. Минченко, А.В. Белоус, В.Н. Селюкова // НТЖ «Вестник Ассоциации буровых подрядчиков». 2015. № 2. С. 13-16.

УДК 624.131.543

PROBABILITY ANALYSIS OF RAINFALL INDUCED LANDSLIDES IN THE NILGIRIS, INDIA – A GIS APPROACH

G.P. Ganapathy, T. Edison

CDMM VIT, Tamil Nadu, India

Abstract. Rainfall is one of the major causes of landslides/landslips across the globe. The fatalities and damage caused by rainfall induced landslides increased in recent days. The rainfall induced shallow landslides created serious damage and destruction to life and property because of its sudden nature velocity of the flow. Even though landslides happening because of anthropogenic activities like deforestation, cutting of toes for construction, the majority of the landslides happening because of the intense rainfall. The Nilgiris district in Western Ghats part of Tamil Nadu state is one of the very high to severe landslide hazard prone areas of India [2], and the district is well known for landslide threat. The present study is focused on estimation of rainfall thresholds to forecast landslides in the Nilgiris district. The landslide prone areas were identified earlier by the research used for the present study. The landslide locations data for the years 1824 to 2013 were collected and created a spatial database on landslide inventory. A detailed inventory carried out on the 2009 landslides were analyzed and presented in the form of landslides inventory maps. Monthly and Yearly Rainfall data for the years 2000 to 2011 were collected from Revenue Department (31 Stations) and IMD (6 stations). The spatio-temporal probability of landslide was calculated for four years viz., 1,3,5,10.

Introduction

India is one among the countries prone to landslide hazard. The landslide hazard zonation atlas of India shows that the most of India is prone for very high to severe landslide hazard [1, 2, 6]. Some of the densely populated areas fall under these hazardous zones. The Nilgiris district has lengthy history of landslides and it has generated more damage to property and infrastructure however the loss of life is less when compare to the number of landslides. Even though many of them carried out research on landslide hazard zonation, most of the studies are not properly validated with field evidences and lack of database.

Unprecedented rains triggered about a hundred landslides within an area of 250 sq.km in the district during 1978. Nearly 200 landslides were recorded during 1979 and causing loss of life and severe damage to property. The 1993 Marappalam landslide of The Nilgiris District is a famous one which killed 52 passengers in the bus in the road corridor. As per the State Government record about 1100 small, medium and large size landslides were reported within five days from 10 to 15 November, 2009, and taken away about 45 human lives, also the vast damage reported on houses, roads and railway lines. In the recent times causalities and damage due to landslides have increased in the Nilgiri Hills. Many researchers carried out deterministic landslide hazard studies in The Nilgiris District However there is no much work carried out on probabilistic landslide hazard studies for Nilgiris. Since the landslide occurrence in the Nilgiris quite a common phenomenon and frequently occurring one, it is necessary to safeguard the life and property. The present manuscript aims to develop probabilistic landslide hazard map for part of The Nilgiris District using Rainfall Thresholds.

Study Area

The Nilgiris district is the part of Western Ghats hill ranges in the State of Tamil Nadu, India (Fig. 1). The district has an area of 2552.50 sq.km with a population of 0.735 million with female male ratio of 1:1 according to the census of India (2011) and the district head quarter is Ooty (Udhagamandalam). The elevation varies from 1000 to 2633 m above mean sea level. The highest peak is in the district is Doddabetta with a height of 2663 m. The topography of the district is undulating with steep escarpment and about 60% of the cultivable land slopes ranging from 16 to 30 degree slope. The district regularly receives rain during both the Southwest Monsoon and the Northeast Monsoon. Administratively the district is divided into 6 taluks. The taluks are then divided into 4 blocks, which in their turn are divided into 55 revenue villages. The entire Gudalur and Pandalur, Kundah Taluks and parts of Udhagamandalam taluk get rain from the southwest monsoon while part of Udhagamandalam taluk and the entire Coonoor and Kotagiri taluks get rains of the north-east monsoon. Tourism is an important source of revenue in the district and is home to a number of beautiful hill stations trendy with tourists who flock to them during summer [10].

Since this district is situated at an elevation of 900 to 2636 meters about MSL during summer the climate remains to the maximum of 21 degree Celsius to 25 degree Celsius and the minimum of 10 degree Celsius to 12 degree Celsius. During the winter the temperature available to the maximum 16 degree Celsius to 21 degree Celsius and minimum of 2 degree Celsius (CGWB Report 2008).

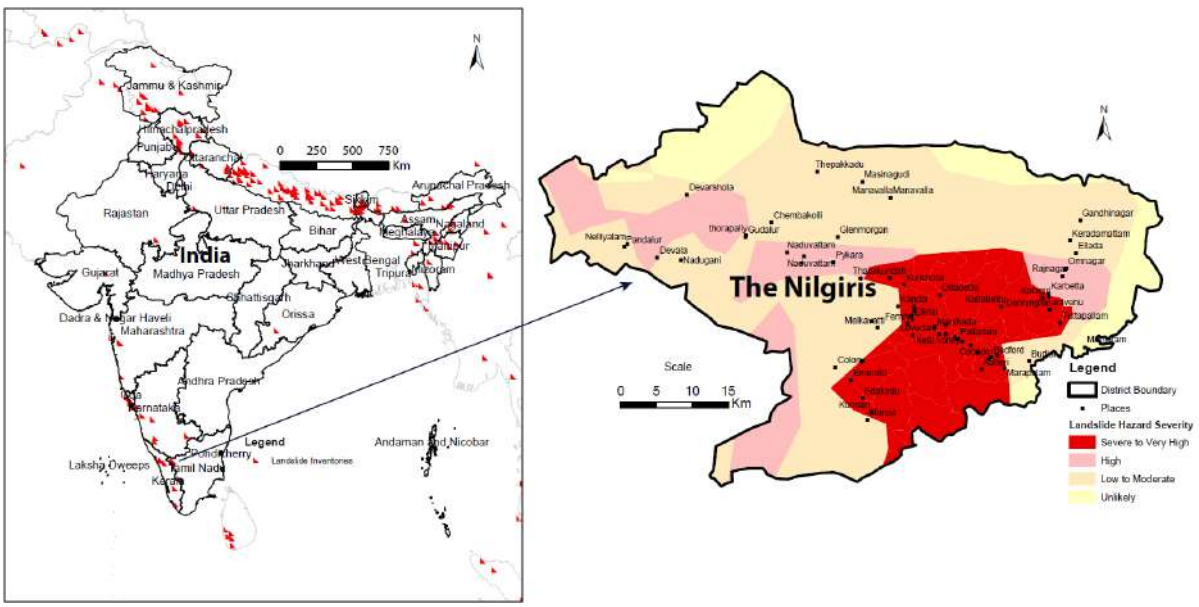


Fig. 1. Study area and its Landslide Hazard Severity

In Nilgiris the major built-up areas are distributed along the road corridors from Coonoor to Ooty (Udhagamandam). The densely populated cities placed in this sector are Coonoor, Aruvankadu, Bicketty, Ooty and Kotagiri [12]. Landslide Hazard Zonation Atlas of India classified the Nigiris district as area from high to severe landslide prone. The landslide activity in the district

is almost seasonal during every year. Vulnerable sites were selected in the Severe to Very High landslide prone areas where the built-up areas along the road corridors and the nearby landslide occurrences took place in the past. Since the majority of the landslides in the district are triggered by rainfall a study is carried out to fix the rainfall thresholds in the different slopes. Monthly and yearly rainfall data for the years 2000 to 2011 were collected from Revenue Department (31 Stations) and IMD (6 stations). The rainfall Threshold was calculated for 10 different locations where the probability of landslide occurrences exists. A study carried out by state government highlights that most of the landslide occurrences in the district mainly took place in the road and railway corridors. The details of landslide incidences are given in Figure 2.

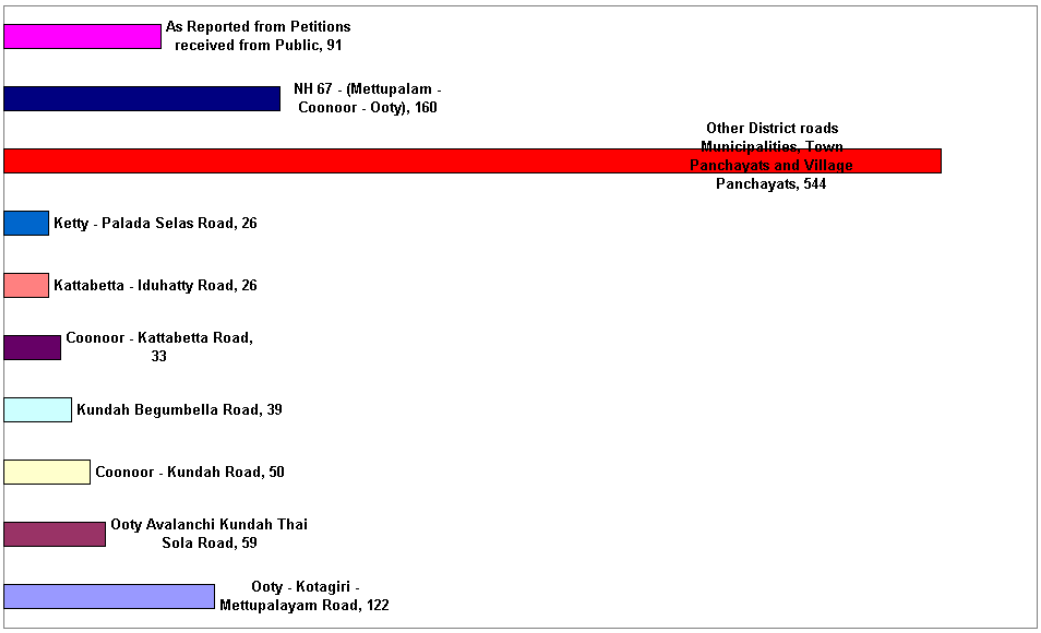


Fig. 2. Landslide incidences in different corridors in The Nilgiris districts

Landslide Hot Spots in The Nilgiris District

The landslide hazard map prepared by GSI [11] was revised by using additional information's like the latest landslide location, Size, Volume of material involved, built area near the landslide, fatalities, reactivation etc. Based on the Analysis totally 28 landslide hot spots were considered as most vulnerable locations in the Nilgiris District. As a first step to identify the landslide hotspots, a detailed landslide hazard zonation map of Nilgiris were prepared, the information viz, the road, railway network and the latest landslide locations were used in GIS platform a revised landslide hazard zonation impact map was prepared for the present study area (Fig. 3) and the landslide hot spots were identified (Fig. 4). Based on incorporating Size, Volume of Debris, reactivation of landslides, built up area, Fatalities etc., the landslide hot spots were identified. Built up areas, road and railways network were digitized from Google maps [7] by visual interpretation techniques to identify the preliminary vulnerable areas and infrastructure under high and severe landslide hazard prone areas. A detailed landslide inventory data collected from various sources as well as by limit-

ed field investigations used in GIS platform for the study to locate the vulnerable slopes. Monthly and Yearly Rainfall data for the years 2000 to 2011 were collected from Revenue Department (31 Stations) and IMD (6 stations).

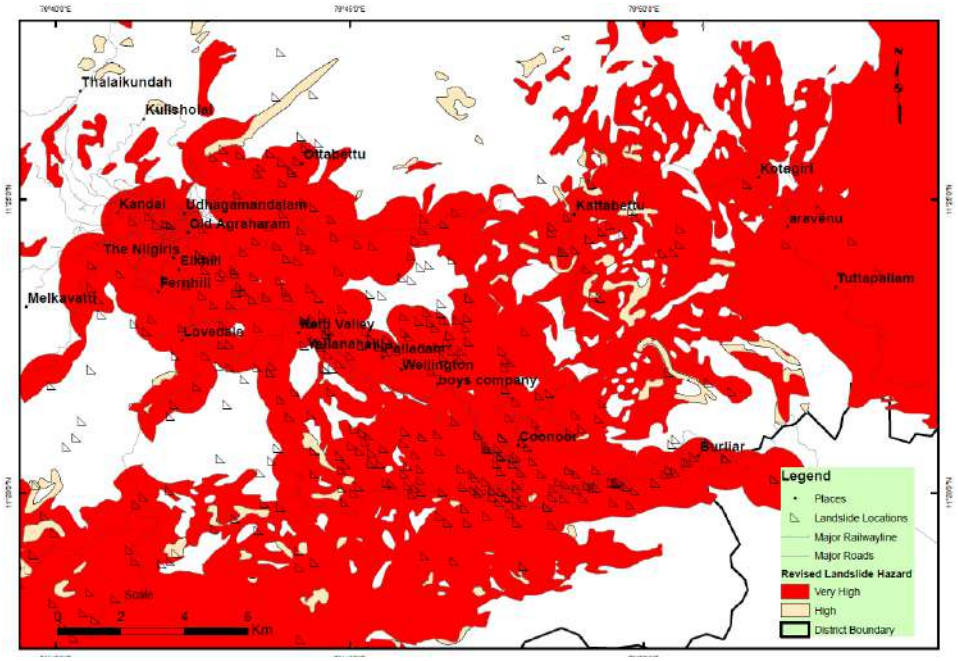


Fig. 3. Revised landslide hazard impact zonation map of The Nilgiris.

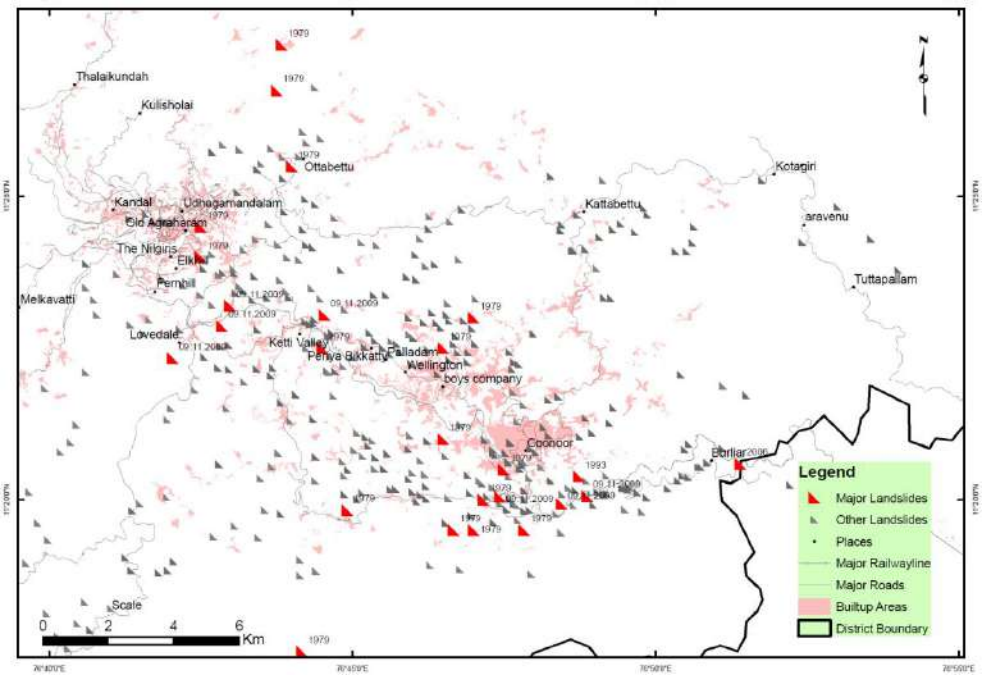


Fig. 4. Major Landslide hotspots selected

Annual Exceedance Probability (AEP)

To fix rainfall thresholds 52 Years Monthly Rainfall Data for the Nilgiris District, 1959 -2011 (IMD), Monthly Station wise Rainfall: 2001 – 2011 (Revenue Department), Daily Hourly Rainfall: 01 – 30 November 2009 (Revenue/IMD) were collected. The locations of the raingauge stations are presented in Figure 5. The Annual Exceedance Probability (AEP) is the estimated probability that an event of specific magnitude will be exceeded in any given year [5]. For a given raingauge AEP of the threshold P(R > RT) was determined using a Poisson probability model. This model has been used to determine the exceedance probability of landslides in time by, e.g., [4, 8, 9].

$$P[N(t)\geq 1\ ]=1-\exp(-t/\mu)$$

Where μ is the mean recurrence interval between successive landslide events, which can be obtained from the multi-temporal landslide inventory data. The probability prediction for 14 locations for the different return periods viz, 1, 3, 5 & 10 are calculated and presented in Table 1 and Figures 6 to 9.

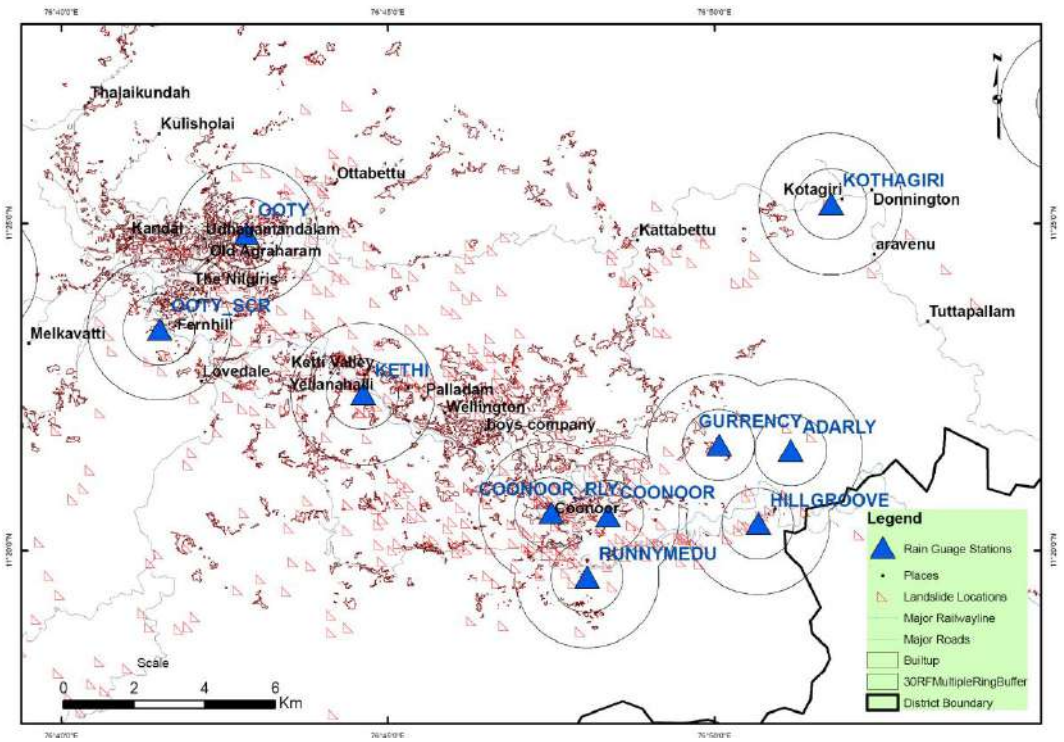


Fig. 5. Selected Locations for Rainfall Threshold Calculations

Table 1

Probability Prediction of landslide occurrence location

Sl.No	Rainguage Station	YEARS			
		1	3	5	10
1	Adarly	0.70	0.75	0.75	0.73
2	Coonoor	0.48	0.48	0.48	0.48
3	Coonoor Railway	1.60	1.90	1.91	1.91
4	Governersola	1.28	1.80	1.85	1.86
5	Gudalore	0.79	0.91	0.92	0.92
6	Gurrency	1.47	2.22	2.32	2.33
7	Hillgroove	0.89	1.00	1.00	1.00
8	Kethi	1.38	1.76	1.78	1.78
9	Naduvattam	1.22	2.16	2.41	2.50
10	Ooty	0.48	0.48	0.48	0.48
11	Ooty (Scr)	0.81	0.99	1.00	1.00
12	Runnymedu	0.28	0.37	0.38	0.38
13	Valvewoodest	1.47	2.39	2.56	2.60
14	Burliyar	0.46	0.70	0.73	0.73

The areas Valvewoodest, Naduvattam, Kethi, Gurrency, Governer Sola Coonoor Railway have minimum chances of 1 probability in 1 year if the rainfall conditions are favourable for the site condition. Among all the Valwewoodest area have high probability of chance to occur landslides 2 to 3 times in 10 years period (Fig. 6-9).

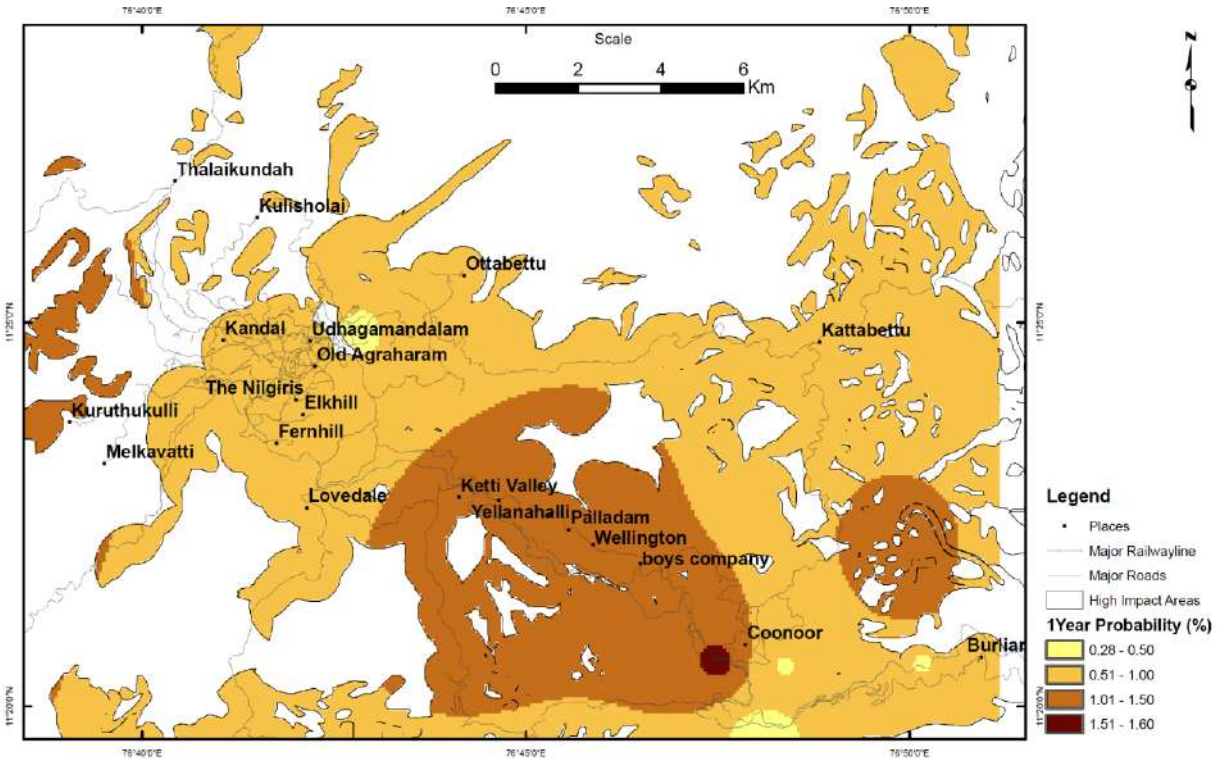


Fig. 6. One Year Probability of Landslide Occurrences

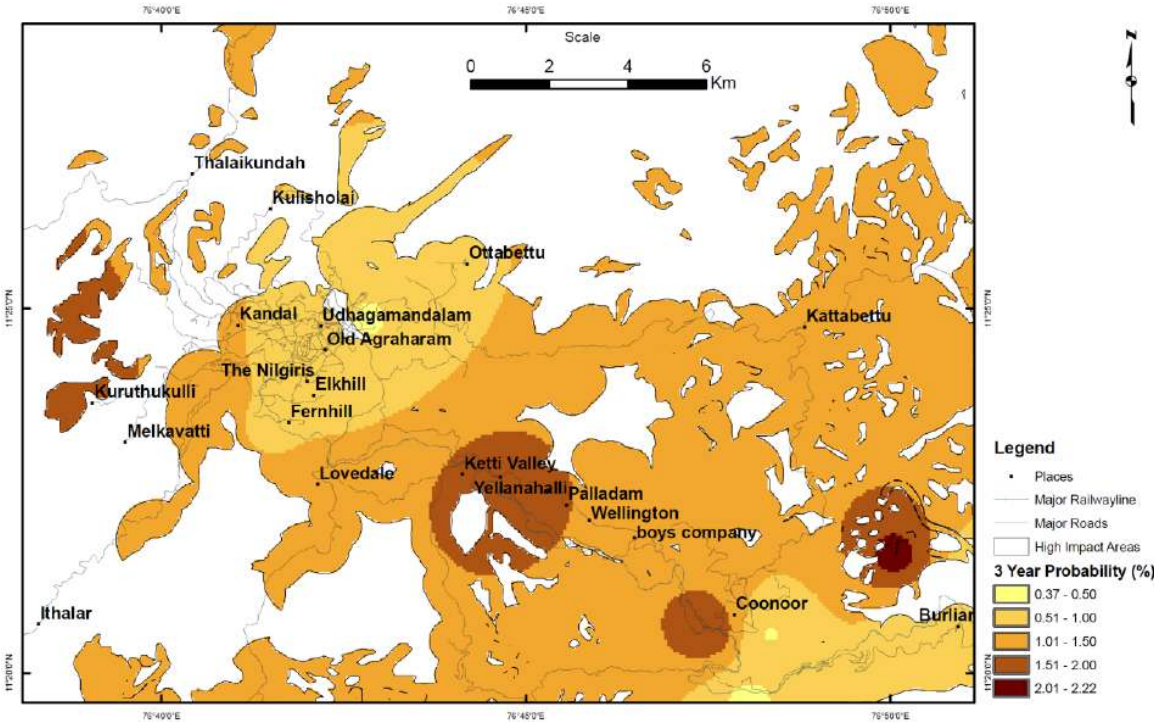


Fig. 7. Three Years Probability of Landslide Occurrences

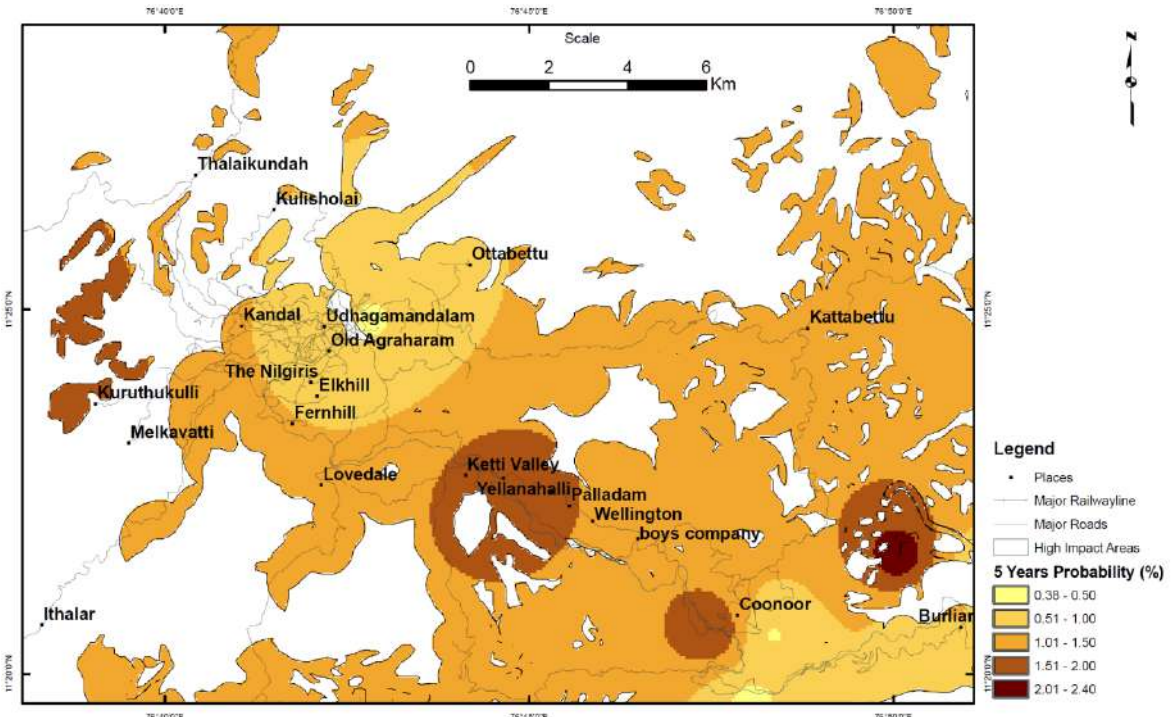


Fig. 8. Five Years Probability of Landslide Occurrences

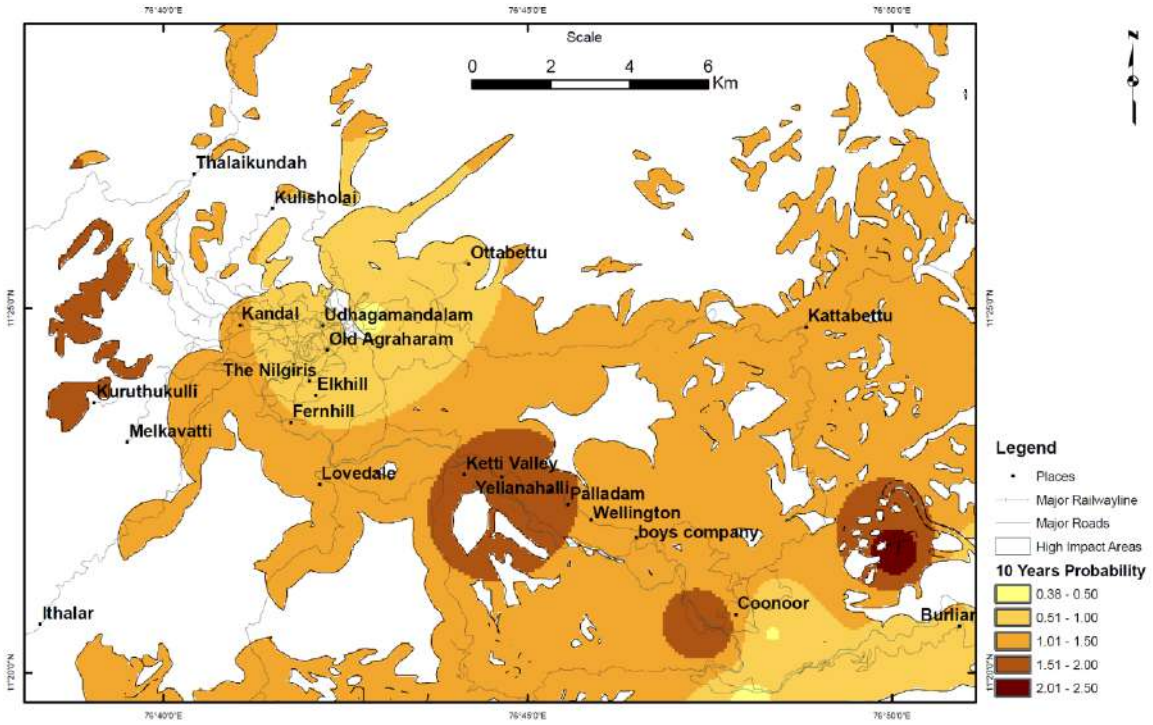


Fig. 9. Ten Years Probability of Landslide Occurrences

Conclusion and Recommendations

Rainfall threshold were calculated for 14 sites totally in the district depending on the availability of rainguage network and data availability. Based on the value individual sites were assessed. The spatio-temporal probability of landslide was calculated for four years viz., 1, 3, 5, 10. Among the whole Valvawoodest area have high probability of occurrence of landslides for 1 to 3 times in maximum of 10 years period. The study has the following limitations: 1) the rainfall data were used from various agencies (Government and Non-Government), so the calibration of instruments is not known; 2) another limitation is the availability of the rainfall data. Most of the historical period data were not available A good record of data after 2007 only available; 3) the spatial location of historical landslide again a question, coz there is no coordinates available from the historical records; 4) the date of inventory also plays a major role when it compared with rainfall occurrence and accumulation period. Generally, landslides happened during rainy season; the documentation of landslide will be carried out by the agencies after few days. So, the date of landslides based on local interview.

Over all the landslide hazard zonation maps/Probability maps should be used properly and there should be a detailed investigation on individual slopes which is prone to landslides. It should include detail maps in large scale at planning level which can show development, existing landslide scars, and predicted new slopes where we can deploy the early warning system. The future researchers can focus on landslide initiation susceptibility maps which focus on whether the geological, topographical, geotechnical and climatic conditions really contributing for slope failure based on past landslide locations. Also, an investigation of slope stability in connection with the

developmental activity should be investigated for future probable slope failure areas in the Nilgiris district. The use of the present methodology can be applicable for the whole district and a useful document for mitigation planning as well as preparedness to landslides in the district. The people in the high vulnerability areas should trained for landslide response as well as an efficient landslide monitoring system can be implemented in these areas.

The present study is the part of Indian Space Research Organization (ISRO), Completed project-ISRO/RES/4/611/13-14. The authors are thankful to SAC, ISRO, and Government of India for funding under RESPOND program. Dr. Chandrsekaran, Professor, SCE, VIT and Dr. A.S Rajawat, Group Head, SAC ISRO are acknowledged for their technical input. The authors are thankful to Dr. G. Viswanathan, Chancellor at Vellore Institute of Technology (VIT), Vellore, India, who provides all the facilities and his encouragement about this work.

References

1. Bhandari R.K. (2006) The Indian Landslide Scenario, Strategic Issues and Action Points, (A Key Note address – Technical Session on Landslides) First India Disaster Management Congress, New Delhi. P. 29-30.

2. BMTPC (2003) Landslide Hazard Zonation Atlas of India, Published by Building Materials and technology Promotion Council, Government of India and Anna University, Chennai, 125 p.

3. CGWB (2008) District Groundwater Brochure Nilgiri District, TAMIL NADU, Technical Report Series, Government of India published by Ministry of Water Resources, Central Ground Water Board, South Eastern Coastal Region, Chennai. 21 p.

4. Coe J.A., Michael J.A., Crovelli R.A., Savage W.Z. (2000) Preliminary map showing landslide densities, mean recurrence intervals, and exceedance probabilities as determined from historic records, Seattle, Washington

5. Fell, R., Ho, K.K.S., Lacasse, S., Leroi, E., 2005. A framework for landslide risk assessmentand management. In: Hungr, O., Fell, R., Couture, R., Eberhardt, E. (Eds.), Landslide Risk Management. Taylor and Francis, London, P. 3-26.

6. Ganapathy G.P., Rajawat A.S. (2015) Use of hazard and vulnerability maps for landslide planning scenarios: a case study of the Nilgiris, India, Springer – Natural Hazards, Journal of the International Society for the Prevention and Mitigation of Natural Hazards, DOI 10.1007/s11069-015-1587-z

7. Google (2015) Google Maps. Google, Imagery @ 2015 CNES / Astrium,DigitalGlobe, Map. (data accessed on 05.03.2015)

8. Guzzetti F., Reichenbach P., Cardinali M., et al (2005) Probabilistic landslide hazard assessment at the basin scale. Geophys J Roy Astron Soc 72: 272-299

9. Jaiswal P., Van Westen C.J. (2009) Probabilistic landslide initiation hazard assessment along a transportation corridor in the Nilgiri area, India, Geophysical Research Abstracts, Vol. 11, EGU2009-2854, EGU General Assesmbly.

10. Nilgiris (2015) http://nilgiris.nic.in/disaster.htm

11. Seshagiri D.N., Badrinarayanan S., Upendran R. et al (1982) The Nilgiris landslide – Miscellaneous publication No. 57. Geological Survey of India.

12. The Hindu (2009) Scale of damage in Nilgiris huge, relief work space, http://www.thehindu.com/2009/11/12/stories/2009111258110100.htm. Accessed 12 November 2009.

УДК 550.38

ФРАКЦИОННЫЙ СОСТАВ ПЕСЧАНЫХ ГРУНТОВ И СТАБИЛЬНОСТЬ ГОРНЫХ СКЛОНОВ

Гасанов А.Б.[1], Аббасова Г.Г.[1], Мамедова Д.Н.[2], Садыхова Т.Н.[2], Муталлимова О.М.[2]

[1]АГУНП, Баку, Азербайджан

[2]ИГГ НАНА, Баку, Азербайджан

Как известно, стабильность горных склонов определяется многими условиями, среди которых немаловажное значение имеет состав грунтов участвующих в разрезе горных массивов, мощность пластов, выполняющих разрез, межзерновая пористость, а также соотношение содержания и распределения зерен различных размеров в объеме грунтов. В процессе геологической эволюции и горообразования в пластах возникают различные виды деформационных процессов – от упругого деформирования до пластического разрушения [1-5]. Эти процессы, в свою очередь вызывают вторичные изменения пористости и проницаемости геологических сред [6-9].

Так, в случае пластического разрушения пласта, может произойти изменение порового пространства в сторону увеличения удельной поверхности частиц, а это приводит к снижению пластового давления [10, 11], ведь как известно:

$$P=F/S,$$

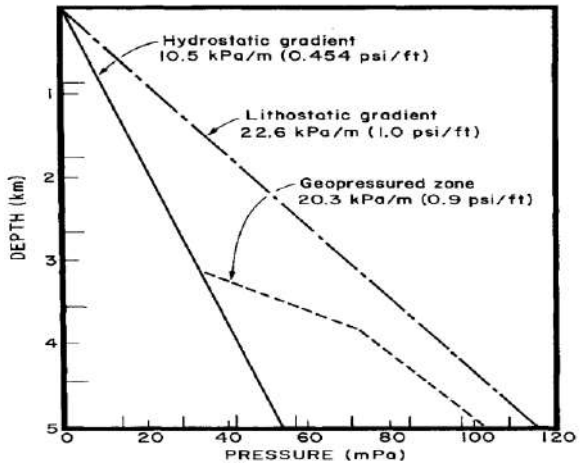
где, F – нагрузка (внутрипластовое давление); S – площадь поверхности пор (суммарная поверхность породообразующих частиц).

В результате, возникает условие для возникновения градиентности пластового давления и движения природных флюидов. В случаях, когда природным флюидом является жидкость, происходит снижение сил внутреннего межзернового сцепления и дальнейшее развитие процесса пластического разрушения. В случаях же, когда природным флюидом является газ, давление вышележащих толщ может привести к более резкому изменению характера упаковки структурообразующих зерен. Эти частные случаи отражают представление о грунтах, как пористых или трещиноватых средах характеризующихся хаотическим распределением породообразующих зерен, форме и размерам капилляров и трещин [10]. Для таких сред одним из основополагающих факторов внутрипластовой миграции флюидов является эффективное пластовое давление [11]. Оно возникает как ответная реакция флюида, содержащегося в порах породы, на горное давление, оказываемое весом вышележащих толщ пород. Величина эффективного пластового давления оценивается, как Рэф = Ргор−Рпл, где Ргор – горное давление; Рпл – пластовое давление.

При насыщении пор газами, реакцией флюида можно пренебречь, но именно жидкие флюиды (пластовые воды) под воздействием горного давления обусловливают пластовое давление. Многочисленные теоретические расчеты и практические замеры в глубоких скважинах [12-15] позволяют количественно оценить величину литостатического и гидро-

статического давлений в недрах, которые численно характеризуются градиентами литостатического и гидростатического давлений [14-15]. В частности, градиент литостатического давления определяют исходя из скорости осадконакопления, обусловливающей степень уплотнения и объемную плотность зерен пород. Гидростатический градиент исчисляется в зависимости от плотности и высоты столба жидкости. Пример изменения литостатического и гидростатического градиента по глубине приведен на рис. 1, из которого следует, что градиент гидростатического давления составляет 10,5 кПа /м, а литостатический градиент примерно вдвое больше и составляет около 22,6 кПа /м.

В стабильном состоянии контакты между отдельными зернами создают сцепление, усиливаемое силой тяжести. Однако при последующем уплотнении, либо вследствие межзерновой «смазки» внутрипластовой жидкостью, силы на контакте между зернами нейтрализуются, трение между зернами стремится к нулю и возникают плывуны (происходит «сжижение» песков) [10, 13-14].



градиент гидростатического давления

градиент литостатического давления

глубина повышенного давления

зона давления

давление

Рис. 1. Изменение среднего градиента по глубине и зона повышенного давления [16]

В наших исследованиях, для оценки влияния содержания и распределения зерен различных размеров в объеме грунтов, а также межзерновой пористости на стабильность горных склонов были проанализированы данные гранулометрического анализа проб грунтов. В этих целях исследованные пробы были разделены по наименованиям пород на 4 группы: глинисто-алевритовые пески, глинисто-песчаные алевролиты, песчано-глинистые алевролиты и глинистые супеси.

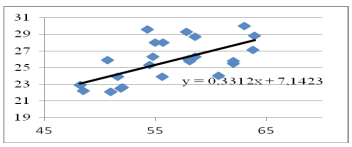
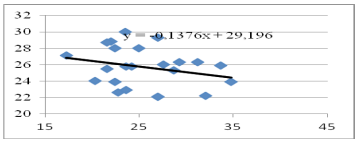
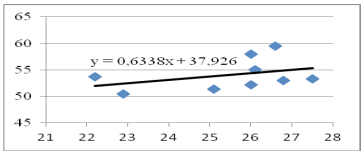
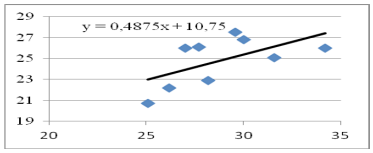
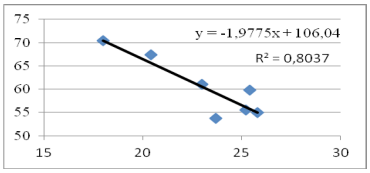
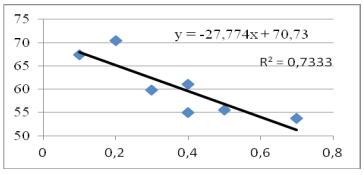
Разделение по фракционному составу осуществлялось соответственно размерам зерен (фракций) и включало: пелитовую фракцию (0,01 мм и менее), алевритовую (0,055 мм), мелкозернистую песчаную (0,175 мм) и среднезернистую песчаную (0,25 мм).

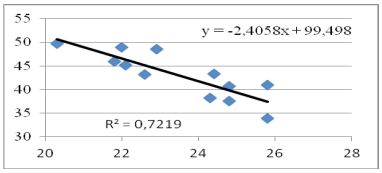
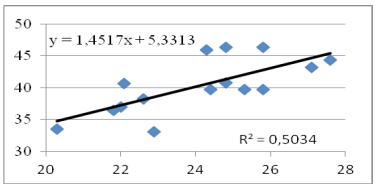
В таблице 1 приведены результаты оценок влияния на пористость исследованных пород как доминирующих, так и второстепенных фракций. Как следует из этих данных, повышение содержания доминирующей фракции (0,175 мм) в породах первой группы (гли-

нисто-алевритовых песках) приводит к повышению пористости, тогда как повышение содержания фракции с размером зерен 0,055 мм снижает пористость этой группы пород. Для остальных 3-х групп пород доминирующей фракцией является фракция с размером зерен 0,055 мм, с различным соотношением фракций 0,175 и 0,01 мм. Здесь так же, как и в первой группе пород фракция грубых зерен (0,25 мм) составляет незначительную часть объема и может не учитываться.

Таблица 1

Влияние фракционного состава на пористость различных типов пород.

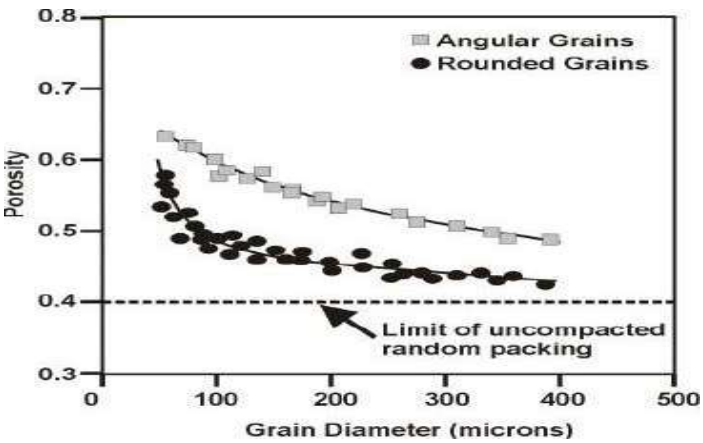
Группы пород	**Размер зерен, мм**	**Зависимости пористости от фациального состава**	**Графические формы зависимостей**
Глинисто-алевритовые пески	0,175	Y=0,3312X+7,14	
	0,055	Y=-0,1376X+29,196	
Глинисто-песчаные алевролиты	0,055	Y=0,6338X+37,926	
	0,175	Y=0,4875X+10,75	
Песчано-глинистые алевролиты	0,055	Y=-1,9775X+106,04	
	0,25	Y=-27,774X+70,73	

Глинистые супеси	0,055	Y=0,3312X+7,14	
	0,175	Y=0,3312X+7,14	

Наряду с вышеизложенным, общеизвестно, что влияние размера зерен на межзерновую пористость со случайной упаковкой сферических гранул, зависит от стабильности действующих внутренних сил трения и сцепления между отдельными зернами [1]. Причем, когда все остальные факторы равны, вклад грубых зерен при более низкой пористости меньше, чем вклад тонких зерен [16, 17]. Это общее правило иллюстрируется на рисунке 2, из которого следует, что увеличение пористости для осадочной породы, состоящей из определенного размера зерен, становится значительным только при размерах зерен ниже 0,1 мм (100 микрон). При больших размерах зерен (выше 100 мм), силы трения уменьшаются, а пористость снижается до тех пор, пока достигается состояние, представляющее собой случайную упаковку без сил трения, которое происходит при пористости 0,399 и далее не зависит от размера зерен.

Дальнейшее снижение пористости невозможно для случайно упакованных сферических зерен, исключая случаи, когда зерна подвергаются необратимой деформации вследствие растворения, перекристаллизации, разрушения, пластического течения и т.д. Такое уменьшение пористости называют уплотнением упаковки зерен (compaction).

Пористость



Граница случайной упаковки зерен

Диаметр зерен

Рис. 2. Зависимость пористости от размера зерен (для округлых о и угловатых □) [16]

С другой стороны, согласно теоретической геометрии, различают несколько схем стандартной упаковки зерен пород, с максимально возможными значениями межзерновой пористости (табл. 2, рис. 3). При этом установлено [16, 17], что теоретическая максимальная пористость (0,476) осадочной породы с кубической упаковкой сферических зерен однородного размера не зависит от размера зерен.

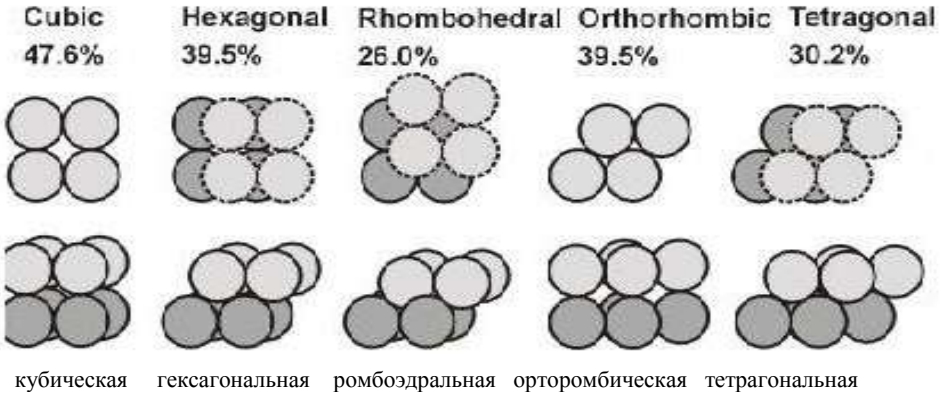


Рис. 3. Межзерновая пористость при стандартных упаковках

В таблице 3 приведены данные влияния зерен различных форм на межзерновую пористость, а на рисунке 2 показаны данные сравнения округлых и угловатых зерен, подтверждающие, что пористость для большего количества угловых зерен больше, чем для субсферических [16, 17].

Таблица 2

Максимальная пористость для различных схем упаковок

Упаковка	Максимальная пористость (fractional)
Случайная	≥ 0.399 (зависит от размера зерен)
Кубическая	0.476
Ромбическая	0.395
Ромбоэдрическая	0.260
Тетрагональная	0.302

Таблица 3

Влияние формы зерен на межзерновую пористость

Grain Shape (Форма зерен)	Maximum Porosity (fractional) Межзерновая пористость (max)
Sphere (сферическая)	0.399 (зависит от размера зерен)
Cube (кубическая)	0.425
Cylinder (цилиндрическая)	0.429
Disk (дисковидная)	0.453

Выводы

В результате обзора и аналитических обобщений данных гранулометрического анализа проб, установлены закономерности уплотнения порового пространства песчаных грунтов. Полученные результаты основаны на статистических оценках степени влияния отдельных фракций (включая доминирующие фракции) на величину пористости в различных типах песчаных грунтов. Пористость, как одно из важнейших условий свободного перемещения флюидов в толще геологических разрезов, также является определяющим показателем структурной устойчивости (стабильности) геологических сред. Так, в частности повышение содержания доминирующей фракции (0,175 мм) в породах первой группы (глинисто-алевритовых песках) приводит к повышению пористости, тогда как повышение содержания фракции с размером зерен 0,055 мм снижает пористость этой группы пород. Для остальных 3-х групп пород доминирующей фракцией является фракция с размером зерен 0,055 мм, с различным соотношением фракций 0,175 и 0,01 мм. Здесь так же, как и в первой группе пород, фракция грубых зерен (0.25 мм) составляет незначительную часть объема и может не учитываться.

Литература

1. Anderson, E.M. (1951). The Dynamics of Faulting, 2nd ed., Oliver and Boyd, Edinburgh, U. K., 206 p.

2. Aydin, A., R.I. Borja, and P. Eichhubl (2006), Geological and mathematical framework for failure modes in granular rock, J. Struct. Geol., 28, 83-98, doi:10.1016/j.jsg.2005.07.008.

3. Bésuelle, P., and J. W. Rudnicki (2004), Localization: Shear bands and compaction bands, in Mechanics of Fluid–Saturated Rocks, edited by Y. Guéguen and M. Boutéca, Elsevier, Amsterdam. P. 219-321.

4. Bjorlykke, K., 2006, Effects of compaction processes on stresses, faults, and fluid flow in sedimentary basis; examples from the Norwegian Margin: Geological Society Special Publications, v. 253, P. 359-379.

5. Bjorlykke, K., 2006, Effects of compaction processes on stresses, faults, and fluid flow in sedimentary basis; examples from the Norwegian Margin: Geological Society Special Publications, v. 253, P. 359-379.

6. Bjorlykke, K., J. Jahren, N.H. Mondol, 2004, Mechanical and chemical compaction processes in siliceous and carbonate rocks; a comparison: International Geological Congress Abstracts – Congres Geologique International Resumes, v. 1, 163 p.

7. Bjorlykke, K., L. Grande, and A. Kjeldstad, 2004, Properties of faults in subsiding sedimentary basins; examples from the Haltenbanken offshore Norway and the North Sea: AAPG.

8. Bjorlykke, K., Y.G. Gundersen, and J. Jahren, 2004, Compaction driven fluid flow in overpressured compartments: Annual Meeting Expanded Abstracts AAPG, v. 13, 14 p.

9. Bjorlykke, K., 1998, Clay mineral diagenesis in sedimentary basins; a key to the prediction of rock properties, examples from the North Sea Basin: Clay Minerals, v. 33/1, P. 15-34.

10. Левчук М.А., Букреева Г.Ф. О сортированности терригенных осадков и величинах,

усредняющих гранулометрический состав. – В кн.: Геоцикличность. Новосибирск: ИГиГ, 1976.

11. Романовский С.И. Применение теории информации для решения некоторых задач литологии. – В кн.: Математические методы в геологии. Л.: ВСЕГЕИ. Т. 150. 1968. С. 75-92.

12. Chan, M.A., D. Netoff, R.C. Blakey, G. Kocurek, and W. Alvarez (2007), Clastic injection pipes and syndepositional deformation structures in Jurassic eolian deposits: Examples from the Colorado Plateau, in Sand Injectites: Implications for Hydrocarbon Exploration and Production, edited by A. Hurst and J. A. Cartwright, AAPG Mem., 87, P. 233–244.

13. Chuhan, F.A., A. Kjeldstad, K. Bjorlykke, and K. Hoeg, 2003, Experimental compression of loose sands; relevance to porosity reduction during burial in sedimentary basins: Canadian Geotechnical Journal = Revue Canadienne de Geotechnique, v. 40/5, P. 995-1011. DOI: http://dx.doi.org/10.1139/T03-050

14. Hasanov A.B., Sultanov L.A., Aliyeva I.T. // Prospectivity of lithologic-stratigraphic complexes and forecasting of deep-lying oil and gas reservoirs in Azerbaijan. // ISI Web of science. Engineering Computations imp. f. 2,15, №8(2), vol. 34, 2017, P. 2639-2651

15. Hasanov A.B., Sultanov L.A., Mukhtarova Kh., Nasibova G. // About geological and collector properties deposits of productive unit of oil and gas bearing of Baku archipelago areas (for example Sangachal-deniz, Duvanni-deniz, Bulla-deniz). Engineering Studies, 2017, Issue 3 (2), Volume 9. Taylor & Francis, P. 606-620.

16. Paul Glover, 2016, Formation Evaluation MSc Course Notes (Porosity). P. 43-46.

17. Paterson, M. S., and T.– F. Wong (2005), Experimental Rock Deformation – The Brittle Field, 2nd ed., Springer, Berlin/ 347 p.

УДК 550.38

ВОПРОСЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ СТАБИЛЬНОСТИ КАСПИЙСКО-КУБИНСКОЙ ЧАСТИ БЕРЕГОВОЙ ЛИНИИ АЗЕРБАЙДЖАНА

Гасанов А.Б.[1], Мамедова Д.Н.[1]., Нариманов Р.Н.[1], Кязимов Р.Р.[2]

[1]АГУНП, Баку, Азербайджан

[2]ИГГ НАНА, Баку, Азербайджан

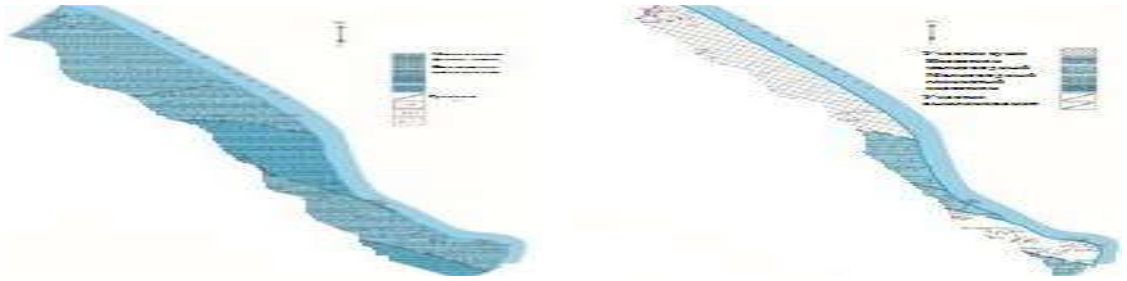
Географически горная система Кавказа простирается между Черным и Каспийским морями (рис. 1). При общей протяженности Кавказа по осевой линии, равной 1100 км, протяжённость береговой линии у Каспийского моря (Азербайджан) составляет 825 км, а у Черного моря (Грузия) – 308 км [1, 4].

Отличительной особенностью береговой линии является наличие на сравнительно узкой площади активного взаимодействия двух сфер: литосферы и гидросферы. В результате этого взаимодействия создается специфическая, сложная и чрезвычайно динамичная система, одновременно включающая сушу и море. Уникальность подобной системы, являющейся своеобразным полигоном, вызывает закономерный интерес ученых различных специальностей и стремление его подробного изучения.

Рис. 1. Географическое положение горной системы Кавказа.

Крайне северная часть береговой линии горной системы Кавказа на территории Азербайджана приходится на Каспийско-кубинский административный район. Территория включает наклонную зону горной и предгорной части северо-восточного склона Большого Кавказа, прибрежные равнины и мелководье Каспийского моря. По данным геолого-геофизических изысканий, а также бурения параметрических, поисковых и разведочных скважин выявлен литостратиграфический состав залегающих пород (рис. 2 а, б).

Из рассмотрения приведенных схем можно заключить, что ааленские отложения средней юры широко распространены в центральных частях территории. Эти отложения мощностью более 5000 м представлены глиной, алевролитом и песчаником, включающим темно-серые и черные глинистые сланцы с грубыми карбонатными породами. Донные отложения Байоса широко распространены в зонах хребтов Танги-Бешбармак и Туфан. Отложения байосских отложений выходят на поверхность в пределах Хизинской атиклинальной тектоническщй зоны. Отложения Байоса состоят из серых песчаников, глинистых сланцев, аргиллитов и алевролитов.



а). б).

Рис. 2. Литофациальные карты-схемы средне (а) и верхнеюрских (б) отложений береговой линии горной системы Кавказа на территории Азербайджана.

Отложения фундамента также широко распространены в хребтах Танги-Бешбармак и Туфан, через скважины Ялама, Худат, Гусар, Афурджа, Беймим-Текчай, Кащай и Ачибирчала. Эти отложения представлены зеленоватыми и темно-серыми известняково-сланцевыми аргиллитами, алевролитами и песчаниками толщиной до 20 см.

Отложения верхней юры встречаются на крыльях антиклинориев Танги-Бешбармак и Туфан. Отложения лузитанского, кимериджского и титонского возраста отмечены в верховьях рек Гудиалчай, Карачай, Чагакукчай, в селах Кидим, Джек, в Судуре, зоне Шахдаг и ущелье Танги. Эти отложения в основном состоят из органического кристаллического известняка, а кимериджский этаж представлен серыми, зеленовато-серыми алевролитами, песчаниками сланцевыми аргиллитами. Верхняя юра состоит из красных песков и глин толщиной не более 100 м. Титонское дно состоит из песчано-глинистых отложений толщиной до 60 м. Отложения титона, зарегистрированные в зоне Шахдаг и ручье Танги, в основном состоят из органических, брекчиевых, оолитовых доломитов, а их толщина составляет 800 м.

Отложения нижнего мела распространены на обширной территории в юго-восточной части территории. Эти отложения были вскрыты скважинами в Гусар-Девечинской и Хизинской тектонической зоне. В частности, нижнемеловые отложения вскрыты на глубине 450-1815 м, степень карбонатности пород составляет 15,3–80,7%, глинистость – 65,15-77,3%, а пористость часто понижена и составляет 12,5-3,8%.

Таблица 1

Результаты петрографических исследований образцов керна.

№№	Литология осадков	Гранулометрический состав,% фракции, мм				Карбонатность, %	Пористость, %	Проницаемость, 10^{-15} м^2
		>0,25	0,25-0,1	0,1-0,01	<0,001			
1	Глины алевритовые, известковистые, со слоистой текстурой	-	2,40	32,45	65,15	15,3	12,5	0,01
2	Глины алевритовые, известковистые, со слоистой текстурой		0,61	27,18	72,21	16,2	13,3	0,02
3	Известково-алевритовые глины	-	5,17	24,58	70,25	12,7	12,6	0,01
4	Слабо алевритовые известковистые глины	-	1,46	22,36	76,18	8,5	11,1	0,01
5	Слабо алевритовые известковистые глины	-	1,02	24,32	74,66	8,5	11,1	0,01
6	Мраморизованные известняки	-	7,56	30,26	62,18	99,9	8,9	-
7	Алевритистые глины	-	3,56	27,71	68,70	8,5	8,0	0,01
8	Органогенно-пелитоморфные известняки	-	2,76	30,42	66,82	62,2	6,0	0,01
9	Известняки	-	1,17	26,18	72,65	93,1	5,8	-
10	Глинистые мергели	-	2,18	24,27	73,55	65,5	4,3	-
11	Глинистые известняки	-	1,55	20,72	77,73	80,7	3,8	-

В целях оценки геоморфологической устойчивости береговой линии горной системы Кавказа на территории Азербайджана, вышеперечисленные отложения были проанализированы по фракционному (гранулометрическому) составу и некоторым петрофизическим параметрам (табл. 1). Данные о фракционном составе осадочных пород необходимы для установления фациальной принадлежности и оценке устойчивости разреза к механическим и климатическим воздействиям. В частности, известно, что механическая устойчивость геологического разреза может быть определена путем расчета гравитационных сил, действующих на конкретный объем осадка, относительно сил трения. При этом определяющее значение обретают размеры породообразующих зерен, величины межзернового трения и

внутрипоровое содержание флюида (воды). Последнее обстоятельство, соответственно характеризуется естественной пористостью пород, плотностью упаковки зерен и внутрипоровым давлением. Иллюстрацией соотношения проницаемости обломочных пород и плотностью упаковки (уплотнением, когезией) породообразующих зерен может служить рис. 3, полученный по результатам многочисленных исследований кернового материала.

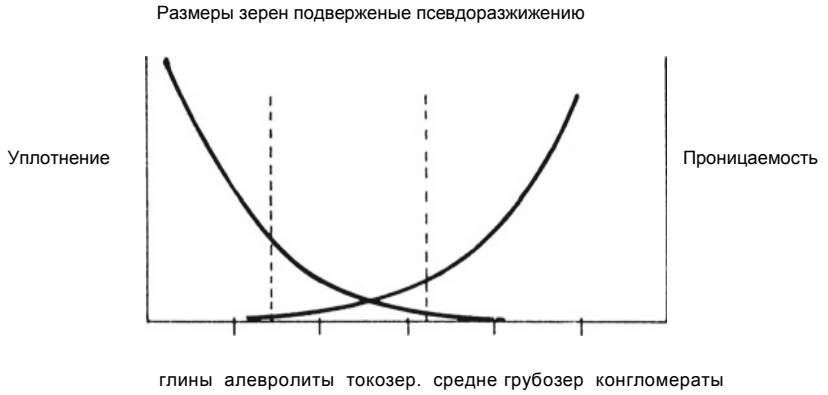


Рис. 3. Соотношение между проницаемостью и когезией (уплотнением) в отложениях.

В общем случае, в стабильном состоянии контакты между отдельными зернами создают сцепление, усиливаемое силой тяжести. Однако при последующем уплотнении силы на контакте между зернами нейтрализуются, трение между зернами стремится к нулю и возникают плывуны (происходит «сжижение» песков) [3, 5-7]. В целом процесс механического уплотнения осадочного материала можно описать на примере хорошо отсортированного песка (рис. 3): на начальном этапе осадконакопления и погребения (глубина 0-2 км) хорошо отсортированный песок, оставаясь свободным, все же может существенно уплотниться. Так экспериментальное уплотнение рыхлого песка с начальной пористостью 40-42% при напряжениях 20-30 МПа показывает, что в зависимости от прочности зерна и размеров зерен, пористость может снижаться до 35-25% , что соответствует 2 – 3 км залегания для находящихся под обычным давлением пород. Причем, хорошо отсортированный крупнозернистый песок является более сжимаемым, чем мелкозернистый песок [8-12]. В природных условиях в процессе осадконакопления в межзерновом пространстве имеется высокое содержание воды, а упаковка зерен отложений происходит нестабильным образом. Далее, по мере увеличения покрышки, возрастает нагрузка на межзерновые контакты, и вследствие этого, структура зерен осадка может внезапно разрушиться. В результате разрушения первоначально упакованного каркаса, зерна могут упаковываться более плотно друг к другу. Однако для того, чтобы это могло произойти, содержащаяся в межзерновом пространстве вода должна вытекать из слоя осадка сопровождаясь уменьшением пористости. В итоге образуется восходящий поток частиц поровой воды и мелких отложений, объем которых определяется скоростью накопления осадков. Подобный восходящий поток называется «сжижением». Следовательно, процесс, приводящий к «сжижению», возникает, когда сила тяжести, действующая на межзерновые контакты, нейтрализуется, и трение между зернами

стремится к нулю. Если измерить внутрипоровое давление воды, то обнаружится, что оно растет в процессе накопления и уплотнения осадка, в условиях разрушения нестабильной структурной упаковки зерен. На некотором этапе этого процесса, поровое давление будет примерно таким же, как и вес вышележащих отложений. Математически это можно описать, с использованием закона Кулона:

$$\tau = C + (\sigma v - P) \tan \varphi, \quad (1)$$

где τ – прочность осадочных пород на сдвиг, C – сцепление между зернами, σv – вес вышележащего осадка, P – внутрипоровое давление, а φ – угол внутреннего трения (около 34◦). Характеристика (σv – P) принимается как эффективное напряжение.

Из выражения (1) следует, что если поровое давление P приближается к весу вышележащих отложений (σv), то фрикционная составляющая (σv–P)tan φ приближается к нулю. Мелкозернистые отложения, такие как глина, имеют значительную когезию (C), и это часто препятствует скольжению глинистых отложений, даже при малом межзерновом трении. Однако, если в толще глины формируется плоскость деформации (разрыва), то смещение происходит, в основном, вдоль этой плоскости.

В крупнозернистых отложениях (крупнозернистый песок и гравий) уплотнение приведет к тому, что избыток воды будет вытекать так быстро, что избыточное давление будет очень быстро падать, предполагая, что высокая проницаемость таких осадков обеспечила правильное начальное поровое давление (рис. 4). Следовательно, именно ил и тонкозернистый песок, являются наиболее подверженными разжижению фракциями и могут генерировать высокоскоростные сжиженные потоки.

В береговых линиях понижение уровня грунтовых вод на склоне, например, вниз к побережью, имеет аналогичный эффект в разрезе отложений. Чрезвычайно низкие приливы или комбинация сильного отлива и приземного ветра могут вызвать похожее скольжение также в других устойчивых прибрежных отложениях. Это связано с тем, что эффективное напряжение в отложениях увеличивается при низком уровне моря.

Устойчивость береговых склонов может быть оценена путем расчета гравитационных сил, действующих на конкретный объем осадка, относительно сил трения.

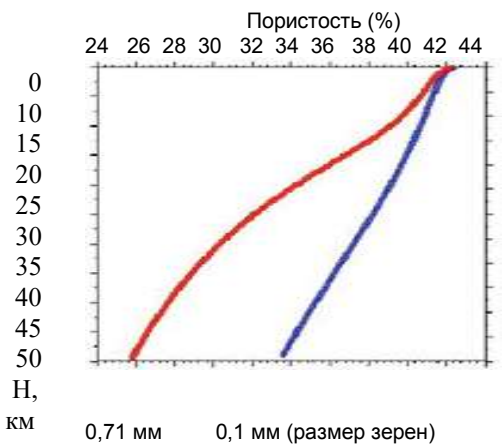


Рис. 4. Процесс механического уплотнения с глубиной хорошо отсортированного песка [3]

Таким образом, повышенное давление снижает эффективное давление, но сохраняет пористость, из-за уменьшения механического уплотнения. В то же время, пористость, вызванная механическим уплотнением, может сильно различаться, в зависимости от текстурного и минералогического состава. В качестве последнего, широко используются данные фракционного (гранулометрического) анализа.

Величина внутрипорового эффективного давления существенно зависит от удельной поверхности порового пространства и в терригенных осадках определяется фракционным составом скелета породы. Поэтому, для расчетов удельной поверхности, в первую очередь требуется анализировать данные гранулометрического состава пород разреза и установить степень влияния на величину удельной поверхности отдельных фракций, включая доминирующие фракции.

В этих целях исследованные пробы были разделены по наименованиям пород на 4 группы: глинисто-алевритовые пески, глинисто-песчаные алевролиты, песчано-глинистые алевролиты и глинистые супеси.

Разделение по фракционному составу осуществлялось соответственно размерам зерен (фракций) и включало: пелитовую фракцию (0,01 мм и менее), алевритовую (0,055 мм), мелкозернистую песчаную (0,175 мм) и среднезернистую песчаную (0,25 мм). Выбранная градация гранулярных размеров породообразующих зерен достаточно распространена в большинстве регионов Азербайджана [2] и обобщена на рис. 5.

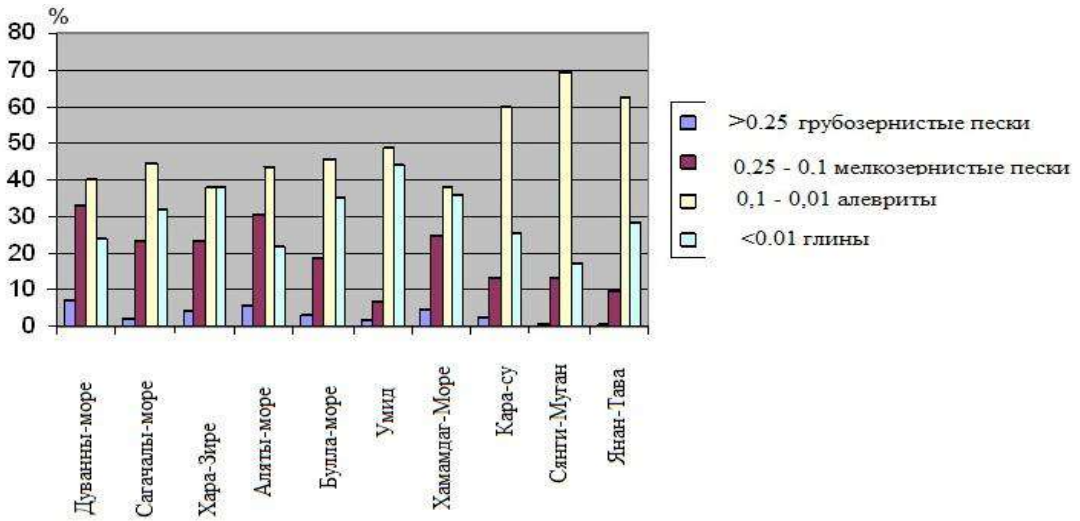


Рис. 5. Вариации фракционного состава терригенных осадочных пород Азербайджана

Результаты обзора распределения фракций соответственно выделенным группам пород, в виде круговых диаграмм, представлены на рис. 6, из рассмотрения которого следует, что в составе первой группы пород (глинисто-алевритовых песках) доминирует фракция с размером зерен 0,175 мм. Две другие фракции, с размером зерен 0,055 и 0,01 мм, занимают примерно одинаковый объем, и наконец, фракция грубых зерен (0,25 мм) составляет незначительную часть объема и может не учитываться. В частности, для пород группы глинисто-песчаных алевролитов установлено влияние на пористость доминирующей фракции

(0,055 мм) и фракции с размером зерен 0,175 мм (табл. 2). Из этих данных следует, что повышение содержания и доминирующей фракции, и фракции 0,175 мм в глинисто-песчаных алевролитах приводит к повышению пористости.

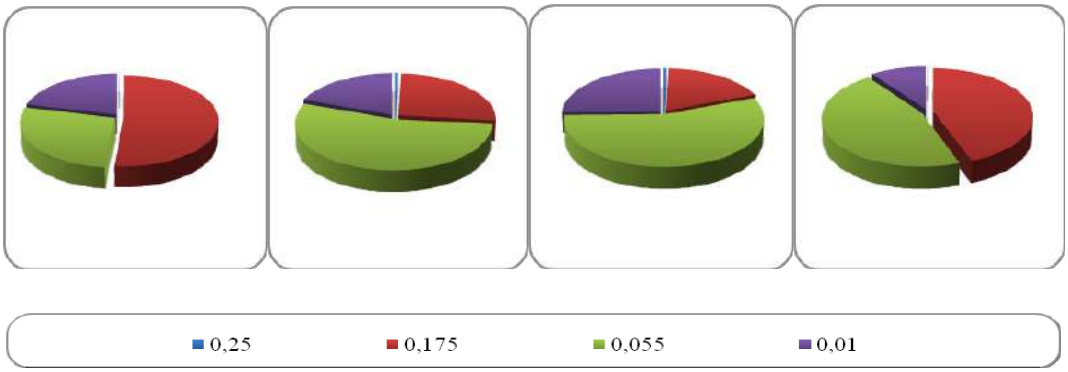


Рис. 6. Распределение фракций в группах пород (слева-направо): глинисто-алевритовые пески, глинисто-песчаные алевролиты, песчано-глинистые алевролиты и глинистые супеси

В отличие от группы глинисто-песчаных алевролитов, в группе песчано-глинистых алевролитов влияние на пористость и доминирующей фракции (0,055 мм), и более грубой фракции (0,25 мм) отличаются негативным характером.

Наконец, в последней группе – в глинистых супесях влияние на пористость доминирующей (тонкой 0,055 мм) и подчиненной фракции (более грубой 0,175 мм) также, как и в группе глинисто-алевритовых песков имеют противоположный характер. В частности, повышение содержания тонкой (доминирующей – 0,055 мм) фракции в глинистых супесях приводит к снижению пористости, тогда как повышение содержания более грубой фракции (0,175 мм) повышает пористость глинистых супесей.

Выводы

1. По результатам исследований кернового материалам выявлено, что механическая устойчивость геологического разреза может быть определена путем расчета гравитационных сил, действующих на конкретный объем осадка, относительно сил трения. При этом определяющее значение обретают размеры породообразующих зерен, величины межзернового трения и внутрипоровое содержание воды. Последнее обстоятельство, соответственно характеризуется естественной пористостью пород, плотностью упаковки зерен и внутрипоровым давлением.

2. Мелкозернистые отложения, такие как глина, имеют значительную когезию, и это часто препятствует скольжению глинистых отложений, даже при малом межзерновом трении. Однако, если в глинах внутрипоровое давление приближается к весу вышележащих отложений, то фрикционная составляющая скольжения приближается к нулю. Следовательно, глина, ил и тонкозернистый песок, являются наиболее подверженными разжижению фракциями и могут генерировать «сжиженные потоки».

3. В береговых линиях понижение уровня грунтовых вод на склоне, например, вниз к

побережью, имеет аналогичный эффект в разрезе отложений. Чрезвычайно низкие приливы или комбинация сильного отлива и приземного ветра могут вызвать похожее скольжение также в других устойчивых прибрежных отложениях. Это связано с тем, что эффективное напряжение в отложениях увеличивается при низком уровне моря.

4. В крупнозернистых отложениях (крупнозернистый песок и гравий) уплотнение приведет к тому, что избыток воды будет вытекать так быстро, что избыточное давление будет очень быстро падать, при условии, что высокая проницаемость таких осадков обеспечила правильное начальное поровое давление.

Литература

1. Будагов Б.А. Геоморфология южного склона Большого Кавказа: В пределах Азерб. ССР. Баку: Элм, 1969. 177с. – Библиогр: С. 173-176.

2. Гасанов А.Б., Мамедова Д.Н., Аббасов Э.Ю. Геолого-геофизическая изученность разреза ПТ Южно-Каспийской впадины (некоторые вопросы прогнозной оценки осадочного комплекса). М.: Lambert Academic Publishing, 2017. 109 с.

3. Левчук М.А., Букреева Г.Ф. О сортированности терригенных осадков и величинах, усредняющих гранулометрический состав // Геоцикличность. Новосибирск: ИГиГ, 1976.

4. Структурная геоморфология горных стран. М.: Наука, 1975. 291 с.

5. Bjørlykke K. Petroleum geoscience: from sedimentary environments to rock physics. Springer-Verlag Berlin Heidelberg; Department of Geosciences University of Oslo, 2010. 508 p.

6. Bjorlykke1 K., Jahren1 J. et al. Sediment compaction and rock properties// AAPG International Conference and Exhibition. – Cape Town, 2008.

7. Compaction localization in the Earth and the laboratory: State of the research and research directions / D. Holcomb, J.W. Rudnicki, K.A. Issen, K. Sternlof // Acta Geotech. 2007. № 2. P. 1-15.

8. Issen K.A., Challa V. Influence of the intermediate principal stress on the strain localization mode in porous sandstone // J. Geophys. Res. 2008. 113 p.

9. Issen K.A., Rudnicki J.W. Conditions for compaction bands in porous rock // J. Geophys. Res. 2000. 105 p.

10. Jaeger J.C., Cook N.G.W., Zimmermann R.W. Fundamentals of rock mechanics. 4th ed. Blackwell, Oxford, 2007. 475 p.

11. Lade P.V. Overview of constitutive models for soils / ed. by J.A. Yamamuro, V.N. Kalaikin // Soil Constitutive Models: Evaluation, Selection, and Calibration: ASCE Geotech. Spec. Publ., 2005. P. 1–34, 128.

12. McGarr A. On the state of lithospheric stress in the absence of applied tectonic forces // J. Geophys. Res. 1988. P. 13, 609-613, 617.

УДК 550.83

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ РЕЖИМНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ В СВЯЗИ С ИССЛЕДОВАНИЯМИ ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ВОДОХРАНИЛИЩ, СООРУЖАЕМЫХ В ГОРНОСКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ

Геворгян А.А.[1], Минасян Р.С.[2], Хондкарян В.С.[1]

[1]ГНКО «ЗССЗ», Ереван, Армения

[2]ИГИС НАН РА, Гюмри, Армения

Изучение гидрогеодинамических условий водохранилищ, сооруженных в горно-складчатых областях, является составной частью геофизико-экологического мониторинга с направленностью этих наблюдений на оценку безопасности эксплуатации водохранилищ. При разработке подходов к методике проведения режимных геофизических наблюдений необходимо основываться на следующих принципах:

- ориентированность не на проектные разработки, а на этап эксплуатации водохранилищ, согласно которой методика режимных наблюдений должна иметь цели и задачи, контролирующие как экономическую эффективность (потери воды и др.), так и безопасную эксплуатацию;

- выбор оптимального комплекса исследований, согласно которому система наблюдений должна соответствовать наилучшей возможности анализа результатов, с учетом особенностей изменения контролируемых параметров во времени (при ежегодном наполнении и сработке водохранилища).

Реализация этих принципов требует методического обоснования выбора комплекса геофизических методов, с учетом нестационарных процессов на плотинах водохранилищ, сооруженных в сложных гидрогеодинамических условиях горно-складчатых областей.

Анализ химического состава вод в многочисленных водопроявлениях на нижнем бьефе плотин водохранилищ Армении показал, что в большинстве случаев, отбираемые воды отличаются по химическому составу и температуре от вод водохранилищ. Береговые участки примыкания плотин, представляют собой особую гидрогеохимическую область, в которой происходит интенсивная трансформация химического состава вод. В таких областях, в переформировании состава, температуры и других параметров воды во многих случаях значительна роль тектонических процессов и разрывных нарушений.

Водохранилища, сооружаемые в горно-складчатых районах, имеют свои геоморфологические особенности – это малые расходы рек, небольшая ширина долин, типы ущелий, требующих создания высоких плотин. В горных районах Армении основанием таких водохранилищ часто служат относительно трещиноватые скальные образования, представленные вулканическими и вулканогенно-осадочными породами (базальты, андезито-базальты, туфопесчаники, песчаники и т.п.). Строительство водохранилищ в таких районах требует получения обоснованных и надёжных данных об инженерно-геологических и гидрогеоло-

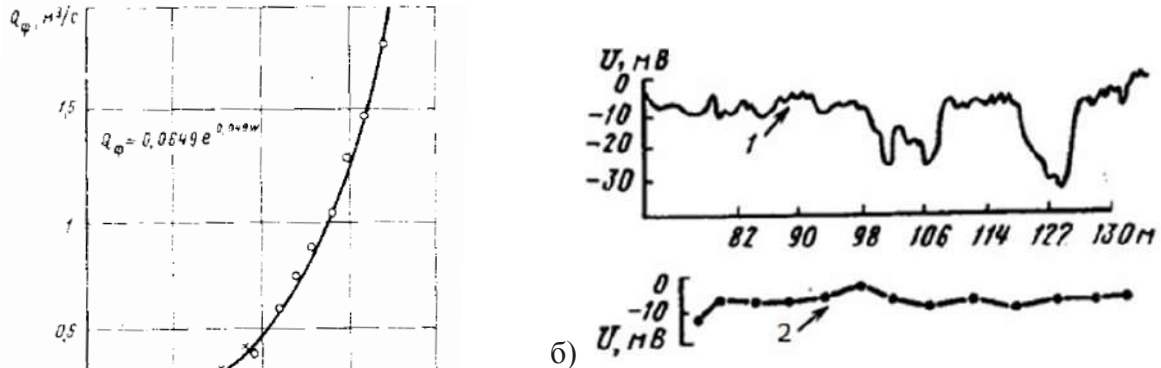
гических условиях территорий. В связи с этим, при сооружении таких объектов, на стадиях проектирования и эксплуатации нами широко использован комплекс геофизических методов, в особенности с режимной системой наблюдения.

При этом, как показывает опыт выполненных работ, решение многих задач стало возможным в результате измерения комплекса геофизических параметров на закрепленных пунктах и профилях при изменении гидрогеодинамических условий, обусловленных наполнением и сработкой водохранилищ.

Определение мест утечек воды из водохранилищ и оценка величин фильтрационных потерь. Исследования показывают, что фильтрация из водохранилищ имеет место в чаше, бортах и в основании земляных плотин. Фильтрационные воды через дно чаши непосредственно поступают в нижележащие водоносные горизонты; бортовая фильтрация происходит в стороны от бортов – одна часть потока, обтекая береговые примыкания гидросооружений поступает в нижний бьеф, а другая – распространяется на значительные расстояния, питая подземные воды близлежащих гидрогеологических структур. При определении мест фильтрационных потерь через дно и борта водохранилищ и изменения их интенсивности во времени, оценке общих фильтрационных потерь широко использованы водные и наземные варианты метода естественного электрического поля (ЕП) [2, 4, 8]. Известно, что напряженность этого поля, образующегося при движении воды через горную породу, зависит от скорости фильтрации (перепада давления в фильтрующем пласте), электрического сопротивления фильтрующейся воды, покрывающих и подстилающих фильтрующий горизонт пород, вязкости воды (температуры), а также от геометрии трещин (пор) в которых протекает процесс фильтрации [1, 6, 7]. Анализ экспериментальных данных зависимости электрофильтрационных потенциалов от расхода источников, химического состава вод и ряда других факторов показал необходимость изменения методики проведения наземных работ методом ЕП и проведения соответствующей корректировки в интерпретации полевых наблюдений. Известно, что согласно общепринятой методике работ способом потенциала неподвижный электрод N рекомендуется заземлять в малоизменяющемся «спокойном» поле [5]. Однако на земляных плотинах, построенных в узких речных долинах, при сложном взаимодействии фильтрационных потоков основания, тела плотины и бортов, трудно найти «спокойное» поле. Поиск этого поля осложняется также нестационарностью фильтрационных процессов за счет ежегодного наполнения и сработки водохранилища. По предлагаемой методике работ пункт установки электрода сравнения N рекомендуется выбирать у выхода источника, оборудовав его гидрометрическим постом с целью контроля расхода и химизма вод. Выполняется цикл наблюдений по таррировке пункта стоянки электрода N, вынося его за пределы гидротехнического сооружения, где заведомо отсутствуют активные фильтрационные процессы. Производится цикл измерений разности потенциала при неподвижных электродах M и N. Таррировка выполняется при изменяющемся расходе источника в результате изменения гидростатического напора в верхнем бьефе водохранилища (при его наполнении или сработке). В этом случае режимные исследования сводятся к поиску зон с положительными значениями электрофильтрационых потенциалов, что значительно повышает однозначность выделения фильтрационных потоков и создает предпосылки для количественных оценок фильтрационных потерь. Определив площадь распространения по-

ложительных значений потенциала (S^+) вычисляется их среднее значение ($U_{ср}$). Составляется график зависимости величины $Q_{ЕП} = U_{ср}S^+$ т.е. от морфометрических характеристик водохранилища – Н (наполнение, м) и W (обьем воды, млн.м^{3}млн. м^3). Строится график зависимости $Q_{ЕП} = f\ (H$ или $W)$. Приняв часть фильтрационных потерь, определенных по величине $Q_{ЕП}$, пропорциональной общим фильтрационным потерям $Q_Ф$, установленным балансовыми измерениями при определенном наполнении *H(W)*, можно перейти от зависимости $Q_{ЕП} = f\ (H,W)$ к $Q_Ф = f\ (H,W)$. Пример такого графика, составленного для Азатского водохранилища, приведен на рис. 1,а.

При определении мест утечек воды со дна водохранилища, при его различных наполнениях, метод естественного электрического поля (ЕП) применен также в «водном» варианте (измерения проведены по дну чаши водохранилища). Опыт работ показывает, что для детального картирования мест утечек по бортам водохранилищ поисковые профили метода ЕП целесообразнее задавать, как в радиальном направлении, так и вдоль бортов чаши. Эти исследования обычно комплексируются с наземными наблюдениями по урезу воды, когда в опорожненных частях водохранилищ основные фильтрационные процессы почти полностью прекращены. Если на графиках наземных профилей ЕП, установленные ранее «водные» аномалии отсутствуют, то это подтверждает их обусловленность, в первую очередь местами утечек воды (рис. 1,б).



а)

б)

Рис. 1. Пример комплексных геофизических исследований при изучении фильтрационных потерь на Азатском водохранилище:

а – кривая зависимости фильтрационного расхода $Q_Ф$ от наполнения W водохранилища, построенная с учетом результатов режимных геофизических наблюдений;

б – определение мест сосредоточенных утечек воды: 1 – график потенциала ЕП по акватории с выделением отрицательных аномалий, связанных с местами утечек;

2 – график потенциала ЕП при опорожненном водохранилище

Необходимость использования результатов геофизических исследований при создании пьезометрической сети водохранилищ. Известно, что для обоснования пьезометрической сети, на плотинах важно иметь в виду, что с изменением уровня в верхнем бьефе меняются форма, скорости фильтрационных потоков и химический состав вод. Наиболее интенсивно эти изменения происходят в направлении фильтрации вблизи дренажных сооружений, в областях близбортовых бетонных конструкций-водосбросов, водовыпусков и др. Естественно, что результативность фильтрационного контроля зависит от правильного размещения пьезометрических скважин, что, в частности, предполагает знание положения кривых депрессии при максимальном и минимальном уровнях воды в водохранилище. Пьезометрическая сеть характеризует также эффективность различных противофильтрационных элементов (завес, дренажей), так как от их работы зависит также безопасная эксплуатация водохранилищ.

Мировой опыт эксплуатации грунтовых плотин свидетельствует, что при проектировании пьезометров необходимо учесть то обстоятельство, что значительная их часть выходит из строя в результате осадок и перемещений в теле плотины, процессов заиления, засорения и актов вандализма. Проводить восстановление и дополнительное восполнение сети пьезометров в эксплуатационный период намного эффективнее, если будут использованы результаты режимных геофизических наблюдении, так как они характеризуют состояние плотин в их рабочем состоянии.

В настоящее время на многих водохранилищах Республики ранее заложенная пьезометрическая сеть практически не действует, в то же время на ряде плотин наблюдаются очаги неорганизованного выхода фильтрационных вод. Это означает, что нарушен нормальный режим фильтрации через тела этих плоти. Для восстановления сети пьезометрических скважин, в особенности на водохранилищах, где имеются нарушенные гидрогеодинамические условия, рекомендовано использование результатов, имеющихся режимных геофизических исследований. При этом наряду с известными сейсмическими методами, как показывает опыт наших работ, для определения уровней фильтрационных вод, целесообразно также использование электрозондирования методом вычитания полей (ЗМВП) [3]. Такой пример проведен на рис.2, где УГВ фиксирован на глубине около 40 м.

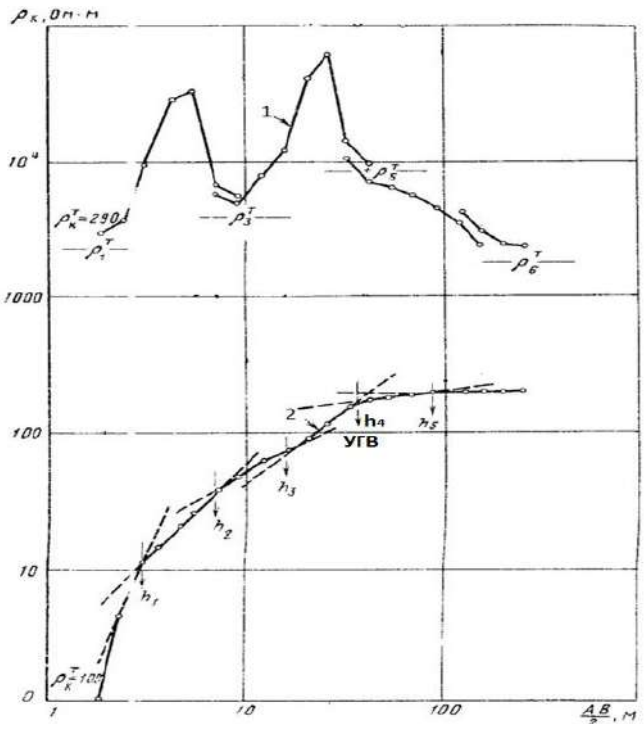


Рис. 2. Определение УГВ по данным интерпретации кривой ЗМВП: 1 – наблюденная кривая ЗМВП; 2 – интерпретированная кумулятивная кривая ЗМВП

Оценка эффективности противофильтрационных мероприятий. Известно, что для уменьшения фильтрационных потерь из водохранилищ выполняются противофильтрационные мероприятия, к числу которых относятся строительство бортовых, фронтальных цементационных завес, укладка пленочных экранов и закупорка мест утечек в пределах чаши водоема. В ходе строительства цементационных завес, сооружаемых в районах развития скальных образований с помощью геофизических методов можно получить информацию о пространственном распространении иньектируемого цементно-суглинистого раствора, данные по оценке степени заполнения трещин и пустот цементным материалом, а после завершения цементации отдельных интервалов – сведений об изменении их относительной плотности и о процессе упрочнения цементного раствора во времени [4]. При этих исследованиях, в условиях развития лавовых образований, эффективными оказались методы многоразносного электропрофилирования и различные модификации электрозондирования. Измерение $\rho_к$ выполняются в обе стороны от оси цементационной завесы. Цикл наблюдений повторяется в зависимости от графика строительства цементационной завесы, а также при полном и минимальном объёмах наполнения водохранилища, когда наблюдаются достаточно резкие различия в значениях электросопротивлений пород. Примером таких исследований являются работы, проведенные при строительстве бортовой цементационной завесы на Апаранском водохранилище, построенном на реке Касах. Цементационная завеса строилась в пределах трещиноватых эффузивных пород на глубину от 30 до 110 м. Экспериментальные исследования показали, что существует дифференциация в величинах ρ при наличии и отсутствии цементного раствора в порах и трещинах лавовых пород. В случае андезито-базальтов $\rho_к$ составляет 50-100 Ом.м. Постепенное схватывание и уплотнение цементного материала привело к повышению электросопротивления среды до 1200 Ом.м. Наблюденные значения $\rho_к$ пород представляются в виде корреляционных планов, карт, графиков и изоом, характеризующих изменение электросопротивления пород вдоль цемзавесы во времени и с глубиной.

Проверка водопроницаемости зацементированных участков водохранилищ, кроме общеизвестных в гидротехнике способов, нами проведена с помощью метода заряженного тела (МЗТ). Известно, что этот метод применяется для определения направления и скорости движения подземных вод по одиночным скважинам. Нами использован его несколько видоизмененный вариант. Исследуемые профили были разбиты от устья изучаемых пьезометров под углом 45° (рис. 3).

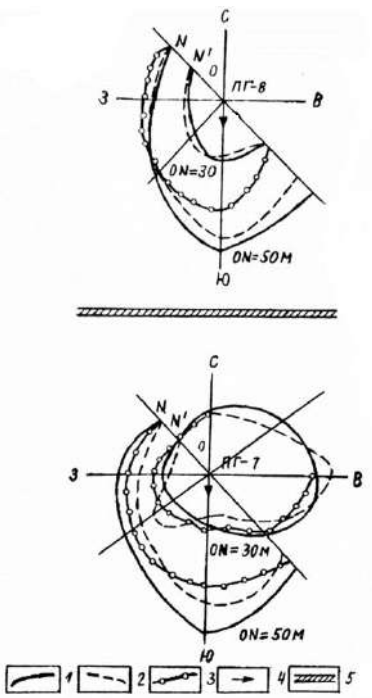


Рис. 3 Результаты геофизических исследований методом заряженного тела в связи с установлением эффективности сооруженной цементационной завесы на Азатском водохранилище:
1, 2, 3 – эквипотенциальные линии, снятые через трое, двое и одни сутки после засолки пьезометра ПГ-8 и их фиксация в ПГ-7; 4 – основное направление движения фильтрационного потока; 5 – ось фронтальной цемзавесы

Лучи, направленные в сторону, противоположную предполагаемому течению фильтрационных вод, приняты за базисные. На этих лучах установлены неподвижные электроды N и N' приемных цепей. Равномерно засаливается пьезометр, находящийся до цементационной завесы. На глубину фильтрационного потока h опускается питающий электрод A, второй электрод B этой цепи выносится на расстояние примерно в десять раз превышающее глубину h. Через питающую цепь AB пропускается постоянный ток и с помощью подвижных электродов M и M'. На базисных лучах находят точки с потенциалами равными потенциалам электродов N и N'. В нашем случае электролит (NaCl) введен в пьезометр ПГ-8 до оси цемзавесы и обнаружен в пьезометре ПГ-7 за осью завесы на расстоянии около 12 м. Это показывает, что на этом интервале завеса водопроницаема. Такие исследования выполнены и на других парах пьезометров, что позволило оценить эффективность сооруженной цементационной завесы.

Заключение

На примере комплексных геофизических исследований, выполненных в пределах эксплуатируемых водохранилищ Армении, рассмотрен ряд методических вопросов и результаты режимных наблюдении, проведенных в связи с изучением их гидрогеодинамических условий:

• определены места сосредоточенных фильтрационных потерь, которые прослежены по дну чаши, в теле и бортовых примыканиях сооружения;

• установлены и рекомендованы места вновь закладываемых и контрольных пьезометрических скважин;

• выполнена оценка эффективности противофильтрационных мероприятий.

Литература

1. Альпин Л.М. Влияние среды на результаты наблюдения потенциалов фильтрации // Геофизическая разведка 1960. Вып. 1. С. 3-6.

2. Богословский, В.А. Геофизические наблюдения за состоянием земляных плотин / В.А. Богословский, А.А. Огильви // Гидротехника и мелиорация. 1971. № 8. С. 28-33.

3. Минасян Р.С. Гидрогеофизический исследования подземных вод вулканических регионов // Изд. Palmarium Academic Publishing, Saarbruchen, Deutschland, 2014. 69 с.

4. Огильви А.А. Основы инженерной геофизики / А.А. Огильви. М.: Недра, 1990. 501 с.

5. Семенов, А.С. Электроразведка методом естественного электрического поля / А.С. Семенов. Л.: Недра, 1968. 380 с.

6. Berube, Andrew P. A graphical 3D finite element program for modelling self-potentials generated by flow through a porous medium / Andrew. P. Berube // Journal of Environmental & Engineering Geophysics. -2007.-Vol. 12, Iss. 2.-P. 185-197.

7. Electrokinetic spontaneous polarization in porous media: petrophysics and numerical modelling / K. Titov, Yu. Ilyin, P. Konosavski, A. Levitski // Journal of Hydrology. 2002. – Vol. 267, N. 3-4. – P. 207-216.

8. Titov, K. Monitoring of water seepage from a reservoir using resistivity and self polarization methods: case history of the Petergoph fountain water supply system / K. Titov, V. Loukhmanov, A. Potapov // First Break. 2000. – Vol. 10. – P. 431-435.

УДК 504

СТАТИСТИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ЭФФЕКТА ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОСАДКОВ МЕТОДОМ ИСТОРИЧЕСКОЙ РЕГРЕССИИ

Геккиева С.О.

ВГИ Росгидромета, Нальчик, Россия

К водным ресурсам нашей планеты следует относиться очень бережно, рассматривая воду как сырье особого рода, без которого невозможна жизнь на Земле. Вода используется на всех этапах развития человечества и служит одним из важных продуктов для каждого человека в отдельности. Поэтому потребляемая в хозяйственной деятельности пресная вода по массе на порядок превышает все остальное сырье в совокупности. В биосфере Земли пресная вода составляет 2,5%, но более 99% этой воды находиться в форме снега и льда. Реки и озера единовременно содержат 93 тыс. куб. км воды. За последние 50 лет потребление пресной воды возросло в 4 раза – с 1000 куб. км до 4100 куб. км в год. 70% воды используется для нужд сельского хозяйства, остальные 30% – в промышленности и коммунальном хозяйстве [4].

В настоящее время, в связи с острым дефицитом пресной воды многие страны мира вынуждены принимать определенные меры для решения этой проблемы. Поэтому активные воздействия на облака с целью искусственного увеличения осадков (ИУО) являются одним из путей решения данной задачи. Но до сих пор нет единого мнения относительно того, как эти работы влияют на режим осадков соседних территорий. Тем более, это сложно оценить на Северном Кавказе, так как естественные колебания количества осадков здесь крайне изменчивы в пространстве и времени. Такое неравномерное распределение обусловлено физико-географическим положением региона, где с одной стороны проходит Главный Кавказский хребет, а с другой – близко расположено Черное море. На рисунке 1 представлен временной ход среднего количества осадков за 15-летний период до начала работ по искусственному увеличению осадков, выпавших на территории Ставропольского края (ЗТ) и соседних с ним контрольных (КТ) и прилегающих территориях (ПТ).

Временной ход количества осадков по всему региону показывает, что количество осадков на всей территории имеет квазипериодические колебания с циклами от 2 до 6 лет. Годы максимума и минимума по всем исследуемым районам совпадают. Анализ временного хода также показывает, что в период с 1971 по 1977 гг. отмечается увеличение количества осадков на ЗТ, КТ, ПТ и на всей исследуемой территории, а с 1977 по 1979 гг. отмечается устойчивая тенденция уменьшения среднего количества осадков за сезон (май – август) на всей территории. Определенная синхронность такой картины, скорее всего, обусловлена тем, что основное количество осадков выпадает при фронтальных процессах, проходящих по всему региону.

В связи с этим была проведена статистическая оценка физического эффекта воздействия работ по ИУО в Ставропольском крае на режим выпадения жидких осадков на соседних территориях методом исторической регрессии.

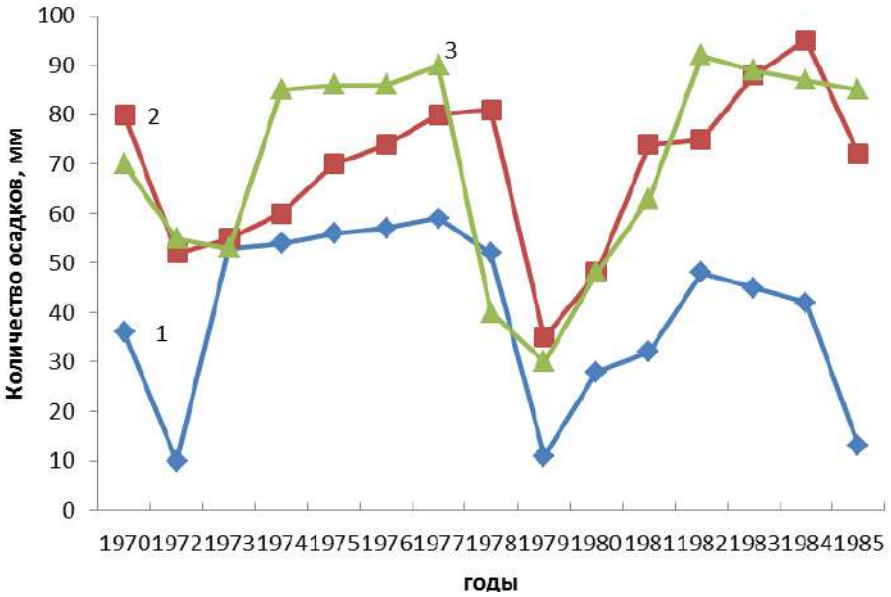


Рис. 1. Временной ход осадков (май-август) на контрольных и защищаемых территориях: 1 – ЗТ, 2 – ПТ и 3 – КТ

Наличие высокой корреляции осадков между сравниваемыми территориями и отсутствие влияния активных воздействий на контрольных территориях КТ позволяет использовать данный метод. Базовыми данными, на которых основывается метод, являются осредненные данные осадков за весенне-летний сезон (май – август) с отдельных метеостанций. Осреднение осадков дает возможность снизить коэффициенты вариации осадков. Расчетный период выбран с 1970 по 1985 годы, т.к. с 1986 г. на территории Ставропольского края были начаты работы по АВ на конвективные облака с целью ИУО, в связи, с чем был нарушен естественный режим выпадения атмосферных осадков.

Данные статистического анализа осадкомерных рядов для четырех сравниваемых пар территорий ($КТ_1$, $КТ_2$, $КТ_3$, $КТ_4$ и $ПТ_1$, $ПТ_2$) представлены в таблице 1. Это значения коэффициентов корреляции (r) между осадкомерными рядами прилегающей территории (ПТ) и контрольными территориями (КТ) с оценками погрешностей их расчета (S) для периода времени до активных воздействий, полученные при расчетах значения коэффициентов линейной регрессии ρ между осадкомерными рядами (x-y) и результирующее уравнение линейной регрессии [2].

Таблица 1

Данные статистического анализа

Статистические характеристики	Сравниваемые пары осадкомерных рядов			
	X_1-y_1	X_2-y_1	X_3-y_2	X_4-y_2
rS_r ρ ур-ие регрессии	0,8 0,09 0,70,14 0,7x + 38	0,70,13 0,60,11 0,6x+ 25,2	0,70,13 0,50,15 0,5x+21,3	0,70,13 2,20,09 2,2x+19,3

Анализ данных, приведенных в таблице 1, позволяет нам воспользоваться любым регрессионным соотношением при расчетах влияния ИУО на режим осадков на прилегающей территории.

Регрессионная связь между КТ и ПТ до начала работ по активным воздействиям (1970-1985 гг.) и при активных воздействиях (1986 – 1997 гг.) в Ставропольском крае представлена на рисунке 1.

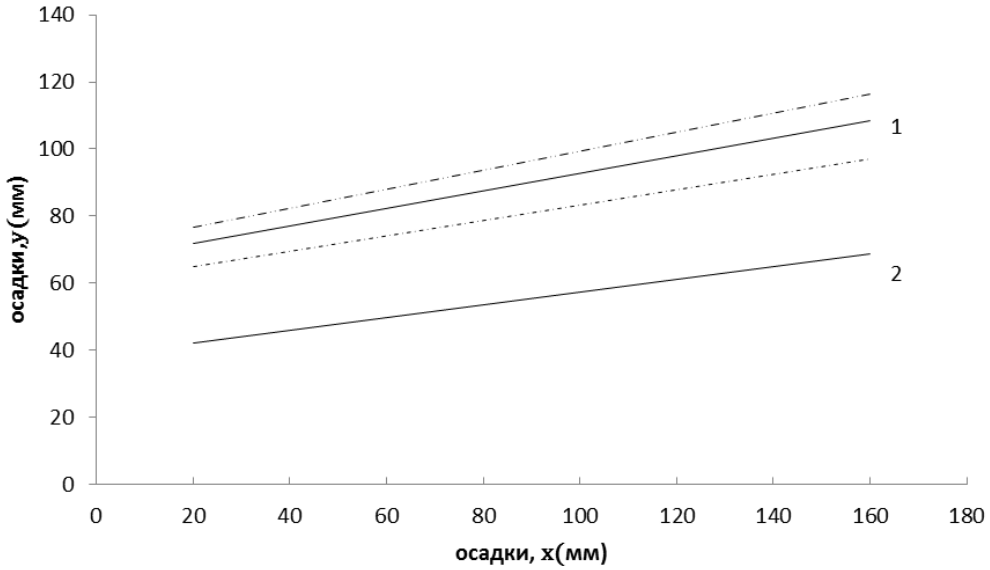


Рис. 2. Регрессионная связь осадков прилегающей (y) и контрольной (x) территорий 1 – в период до начала работ, 2 – в период проведения активных воздействий

На рисунке 1 доверительный интервал уравнения регрессии обозначен штриховыми линиями. Доверительный интервал для уравнения регрессии, полученной между осадками контрольной (x) и прилегающей (y) территорий:

$$y = 0{,}7x + 38 \quad (1)$$

Коэффициент корреляции между осадками КТ и ПТ равен r = 0,8.

Для того, чтобы проверить гипотезу о значимости выборочного коэффициента корреляции необходимо при уровне значимости 0,05 проверить нулевую гипотезу о равенстве нулю генерального коэффициента корреляции

H_0: $r_r = 0$. В качестве критерия проверки нулевой гипотезы принимается случайная величина [3].

$$T_{\text{набл.}} = \frac{r\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}} = \frac{0{,}8\sqrt{16-2}}{\sqrt{1-0{,}8^2}} = 4{,}93 \quad (2)$$

По уровню значимости 0,05 и числу степеней свободы k, находим по таблице распределения Стьюдента критическую точку двусторонней критической области $t_{кр}(0{,}05;16) = 2{,}12$

Поскольку $T_{набл} > t_{кр}$, нулевую гипотезу отвергаем. Следовательно, выборочный коэффициент корреляции значимо отличается от нуля, т.е. осадки на прилегающей и контрольной территории коррелированы. Погрешность определения ожидаемого количества осадков на $ПТ_1$ по уравнению регрессии (1) равна среднеквадратическому отклонению от уравнения регрессии:

$$S = S_{пт}\sqrt{1 - r^2}$$
$$S = \pm 19{,}1\sqrt{1 - 0{,}8^2} = \pm 11{,}4 \text{ (мм)} \quad (3)$$

Доверительный интервал уравнения регрессии (1) находим по формуле:

$$y_{пт.р} = \bar{y}_{пт} + a(x_{кт} - \bar{x}_{кт}) \pm t_\alpha \boldsymbol{\sigma}_{пт} \frac{\sqrt{1-r^2}}{\sqrt{n-2}} \times \sqrt{1 + \left(\frac{x_{кт} - \bar{x}_{кт}}{\boldsymbol{\sigma}_{кт}}\right)^2} \quad (4)$$

Расчеты по формуле (3) показывают, что погрешность уравнения регрессии на уровне значимости 10% составляет в среднем $\bar{s} = \pm 5{,}7$ мм. Как видно из рисунка 1, фактическое количество осадков на ПТ за годы активных воздействий лежит вне области доверительного интервала уравнения регрессии. На рисунке 1 доверительный интервал уравнения регрессии обозначен штриховыми линиями.

Таким образом, при статистической оценке методом исторической регрессии эффекта перераспределения осадков получаем, что количество дополнительных осадков за сезон должно быть $\Delta y >$11,4 мм, чтобы с доверительной вероятностью 68% говорить о значимом эффекте перераспределения. Если рассматривать весь период работ активных воздействий (12 лет) получаем, что количество дополнительных осадков в 5,7 мм значимо на уровне значимости 0,5.

На основе исследований климатических характеристик Северного Кавказа с 1958 по 2009 годы [1] установлено, что в последние 50 лет по всему региону наблюдается устойчивая тенденция изменения температуры и влажности воздуха, а также режима выпадения осадков и климата в целом. Поэтому, для того чтобы проанализировать эффект перераспределения осадков за счет активных воздействий за каждый отдельно взятый сезон с активными воздействиями, необходимо определить к какому году он относится – с избытком или дефицитом осадков.

Литература

1. Абшаев М.Т., Абшаев А.М. Анализ вариантов увеличения осадков на локальной территории // Труды ВГИ. 2017. Вып.100. С. 75-77.

2. Геккиева С.О. Экологические проблемы активных воздействий на облака. Нальчик, 2002. С. 58-62.

3. Гмурман В.С. Теория вероятностей и математическая статистика. М.: Высшая школа, 1972. 368 с.

4. Данилов – Данильян В.И. и др. Экологические проблемы: что происходит, кто виноват и что делать? М.: МНЭПУ, 1997. 101 с.

5. Митропольский А.К. Техника статистических вычислений. М.: Физматгиз,1961. С. 89-97.

УДК 504.55.054:662 (470.6)

ГЕОМЕХАНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ РАЗРАБОТКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ САДОНСКОЙ ГРУППЫ

Голик В.И.[1], Дмитрак Ю.В.[2], Разоренов Ю.И.[3], Габараев О.З.[2]

[1]ГФИ ВНЦ РАН, Владикавказ, Россия

[2]СКГМИ (ГТУ), Владикавказ, Россия

[3]ЮРГПУ (НПИ), Новочеркасск, Россия

Введение

Добыча полезных ископаемых представляет собой процесс, осуществляемый воздействием на природные объекты энергетическими потоками, более сильными, чем энергетические потоки, удерживающие эти объекты в равновесном состоянии. Задачей технологий разработки месторождений полезных ископаемых является распределение энергетических потоков технологическими средствами по критериям эффективности и безопасности [3 ,5, 7, 16].

Состояние рудовмещающих массивов корректируется изменением во времени поля напряжений пород в условиях, препятствующих изменению деформаций. Этот эффект состоит в уменьшении упругой и увеличении необратимой деформации при неизменной общей деформации, поэтому представляет собой частный случай ползучести. Уменьшение величины напряжений во времени в зависимости от заданного уровня напряжений и степени вязкости происходит до определенной величины.

Адекватной реакцией массива на техногенное воздействие является его деформирование в виде изменения состояния под влиянием энергетических потоков, в том числе геомеханических явлений, наведенных разработкой месторождений.

При разработке месторождений полезных ископаемых концентрация горных работ перераспределяет напряженно-деформированное состояние земной коры с активизацией техногенной сейсмики или реакции массива в динамической форме. Между масштабами горных работ и параметрами физико-механических явлений существует корреляция [1, 4, 6].

При увеличении объемов добычи минерального сырья сверх предельной для данных условий величины возникают критические напряжения, угрожающие разрушением массива вплоть до выхода на земную поверхность и деформированием объектов инфраструктуры и поверхности земли.

Горная выработка в рудовмещающем массиве окружена зоной разрушенных и плотных пород, взаимодействие которых описывается теорией упругости и механики сплошной среды.

Задачами сейсмического мониторинга массива являются: определение условий устойчивости элементов массива, оптимизация форм взаимодействия и природно-техногенных объектов между собой [8, 9, 13].

Наиболее опасное для горных работ динамическое перераспределение горного давления в массиве при техногенном воздействии на него сопровождается быстропротекающим разрушением предельно напряжённой части массива, прилегающей к выработке, горным ударом. Радикальной формой реакции массива являются техногенные землетрясения, вызываемые смещением зон тектонических нарушений в земной коре при превышении предельно допустимых значений деформаций.

Наведённая сейсмичность активизируется добычей полезных ископаемых с открытым выработанным пространством и обрушением пород. Ее опасность усугубляется тем, что сотрясения земной коры провоцируют сходы ледников, горные обвалы, оползни и другие явления.

Практика разработки аналогов Садонских месторождений свидетельствует о корреляции между показателями добычи минерального сырья и геомеханическими условиями их эксплуатации.

Разработка месторождений

Садонский рудный район вмещает в себя более 500 проявлений ранга месторождение, рудоуправление, поле рудной минерализации цветных, редких и благородных металлов, из которых сырьевую базу Садонского свинцово-цинкового комбината, составляют запасы одиннадцати месторождений (рис.1).

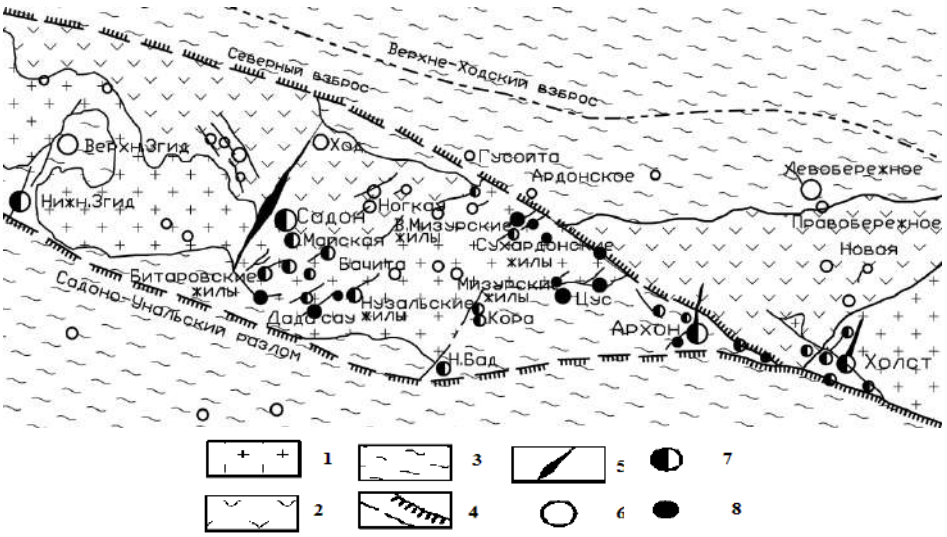


Рис.1. Месторождения Садонской группы: 1– граниты; 2 – порфириты; 3 – песчаники и сланцы; 4 – тектонические нарушения; 5 – рудные тела; 6 – полиметаллы без пирротина; 7 – полиметаллы с пирротином; 8 – пирротин

Группа Садонских месторождений расположена в зоне повышенной сейсмической активности Северного Кавказа. В недрах месторождений за почти 200 лет промышленной разработки образовано до 5 млн.м^3 не заполненных пустот. Такой объем оказывает влияние на массив в окрестности месторождения.

Среди гипотез схода ледника Колка в Кармадонском ущелье Северной Осетии существует и технологическая, в соответствии с которой причиной движения ледника является массовое геодинамическое явление в недрах Садонских рудников.

Освоение месторождений в зонах активной природной сейсмики должно осуществляться с учётом природных явлений путем учета изменений напряжённого состояния пород. Средством управления напряжениями и деформациями является заполнение выработанного пространства породами, глиной, песком, закладочными смесями, а в последнее время хвостами подземного выщелачивания руд, роль которого описывается моделью:

$$\sum_{1}^{n} K_{н} \sum_{\sigma}^{1,2,3} \leq \sigma_{кр} = \begin{cases} \sigma_{кр}^{h} = \int_{\min}^{L\max} fx(h = \frac{l}{V}) \\ \sigma_{кр}^{b} = \int_{\min}^{\max} dx(b = \frac{l\gamma(H - 2/3h)}{\sigma_{сж} - \gamma H}) \end{cases} \qquad npul = \int_{\min}^{\max} d_1(\frac{\sigma_{сж}}{H\gamma} - 1)$$

где $\sigma_{1,2,3}$ – главные напряжения, МПа; $K_{н}$ – факторы ослабления массива; σ_{∂} – критические напряжения в массиве, МПа; σ_{∂}^{h} - критические напряжения в зоне влияния выработки, МПа; σ_{∂}^{b} - критические напряжения в несущих элементах, МПа; l – пролет плоского обнажения пород кровли выработки, м; V – коэффициент устойчивости пород; γ – масса пород, т/м^3; H – глубина работ, м; $\sigma_{сж}$ – предел прочности пород сжатию, МПа.

Регулирование уровня напряжений и деформаций достигается путем назначения достаточных по прочности несущих элементов. Корректировка геомеханического состояния обеспечивается с помощью целиков, крепления анкерами, подпора закладкой и хвостами выщелачивания и т.п. [10-11, 14-15].

Экономическим критерием эффективности технологий управления состоянием массива являются показатели потерь и разубоживания.

Природные гравитационные и тектонические процессы и технологически наведенные напряжения имеют одинаковую волновую природу и могут быть оптимизированы на основании результатов исследований их природы и параметров. Зависимость интегрального давления в массиве от сейсмической составляющей описывается коэффициентом сейсмичности.

На практике профилактика динамических процессов обеспечивается минимизацией напряжений посредством дифференциации месторождения на геомеханически безопасные участки, что позволяет контролировать развитие напряжений и корректировать процессы погашения пустот с обеспечением требований ресурсосбережения.

Сверхзадачей системы управления состоянием природно – технической геомеханической системы является оптимизация внутренних отношений энергетических потоков внутри системы по критериям эффективности, безопасности и полноты использования недр путем инженерно-геологических съёмок и ретроспективной информации.

Основу геодинамически корректного управления состоянием массивов составляет использование природных, технологических и экономических факторов и объективных за-

кономерностей технологических процессов с системным использованием параметров на основе закона функционирования [2, 12].

Объективной причиной кризиса рудников Осетии является несоответствие применяемых технологий разработки геомеханическим законам. За всю историю рудников горные работы ослабляли массив, увеличивая напряженность вследствие оставления целиков, изрезанности массива, отработки встречными забоями и др. Если первоначальное поле напряжений зависело от гравитационных и тектонических сил, то вторичное определялось технологией разработки.

Более того, в 1977 г. природо-разрушающие технологии получили официальное подтверждение: «не закладывать пустоты, учитывая высокую прочность вмещающих пород».

Технологии добычи с двух-стадийной выемкой камер и целиков и естественным управлением горным давлением не могли обеспечить высокого качества добываемых руд. В целиках теряли до 40% запасов руды блока, а при обогащении теряли до 30 % металлов.

Садонские рудники не затронули прорывные изменения в мировой технологии: управление массивом закладкой пустот твердеющими смесями и хвостами выщелачивания.

Обеспечение конкурентоспособности Садонских руд возможно при конверсии технологий разработки, в том числе закладка пустот твердеющими смесями и использование хвостов подземного выщелачивания руд, которые по окончанию извлечения металлов упрочняются и становятся аналогами твердеющих смесей.

Экономический концепт новой технологии состоит в том, что при сравнимых затратах из уже разведанного, вскрытого, подготовленного и извлеченного из недр сырья извлекается большее количество металла.

Разработка месторождений сопровождается их реакцией, сравнимой с экстремальными природными явлениями. Чувствительность участков земной коры, приходящих в неустойчивое состояние, проявляется в виде сейсмического отклика на техногенное изменение естественного поля напряжений. Минимизация риска возникновения катастрофических геодинамических явлений в литосфере возможна при заполнении техногенных пустот твердеющими смесями.

При разработке месторождений разубоживание руд породами достигало 60 %, а потери руд были не менее 20 %. При добыче в целиках теряли до 40% запасов руды, а при обогащении ее – до 30 % металлов. Например, в 2003 г. при обогащении руд Джимидонского месторождения в хвосты Мизурской фабрики уходило около 2 % металлов.

Варианты с естественным управлением горным давлением ослабляли массив, что сопровождалось увеличением потерь и разубоживания, а затем увеличением затрат вплоть до потери конкурентоспособности, чему способствовала дотация рудников. При выборочной отработке богатых участков запасы обеднялись с переводом в категорию забалансовых и неактивных, величина которых в завершающей стадии разработки месторождений достигает 50% от первоначальных запасов.

В пустотах Садонских месторождений осталось значительное количество рудной массы, отвечающей при современных способах добычи и обогащения требованиям промышленных кондиций. Эти запасы локализованы на площади размерами более 560 м в глубину и 2000 м по простиранию.

При повторной разработке месторождений, причиной которой послужила острая потребность в цветных металлах в военные годы, массив еще больше ослаблялся в ходе неупорядоченного внутреннего перемещения ранее стабильной массы руд и пород. За всю историю добычи металлоносной массы извлечено до 3000 тыс. тонн руды, до 3000 тыс. тонн свинца и 4000 тыс. тонн цинка с содержанием свинца 0,9 % и цинка 1,5 %.

На Садонских рудниках ранее других пытались применять технологии с рациональным использованием геомеханики массива.

В 70-х годах экспериментировали технологии с упрочнением закладки бетоном, тогда же впервые в мировой практике был построен рудник подземного выщелачивания не отдельных участков, а всего Хаником – Какадурского месторождения.

К таким попыткам относится и разработанная в ГФИ ВНЦ и СКГМИ технология извлечения металлов из хвостов обогащения руд, которая позволяет радикально увеличить базу исходного сырья для приготовления твердеющих закладочных смесей.

Но эти технологии не получили должного развития, субъективной причиной чего является недостаточная заинтересованность в модернизации технологий по причине государственного дотирования производства стратегического сырья.

Перспективные планы восстановления утраченного потенциала Садонских рудников с использованием традиционных технологий с открытым выработанным пространством заранее обречены на неудачу по причине недостаточного учета геомеханики рудовмещающих массивов.

Результаты исследования относятся и к другим горнодобывающим предприятиям Северного Кавказа, крупнейшими из которых являются Тырныаузский вольфрамово -молибденовый и Урупский медный комбинаты.

Закономерности корреляции между геомеханикой массива и качеством добываемого минерального сырья могут быть востребованы при разработке металлических месторождений России и Зарубежья.

Выводы

Традиционные технологии разработки месторождений Садонской группы не отвечают концепции рационального управления геомеханикой массива, поэтому не могут обеспечить конкурентоспособности добываемого минерального сырья и рентабельности производства. Применяемые технологии убыточны и опасны для окружающей среды. Технологиями, позволяющими извлекать металлы на основе рационального управления геомеханикой массива, являются варианты с закладкой технологических пустот твердеющими смесями и хвостами подземного выщелачивания руд.

Литература

1. Геомеханические и аэрогазодинамические последствия подработки территорий горных отводов шахт Восточного Донбасса / Н.М. Качурин, Г.В. Стась, Т.В. Корчагина, М.В. Змеев // Известия Тульского государственного университета. Сер. Науки о Земле. Вып. 1. 2017. С. 170-182.

2. Голик В.И., Лукьянов В.Г., Хашева З.М. Обоснование возможности и целесообразности использования хвостов обогащения руд для изготовления твердеющих смесей // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2015. Т. 326. № 5. С. 6-14.

3. Голик В.И., Полухин О.Н. Природоохранные геотехнологии в горном деле // Белгород, 2013.

4. Дмитрак Ю.В., Голик В.И., Вернигор В.В. Геомеханические предпосылки сохранения устойчивости выработок при разработке водообильных месторождений // Известия Тульского государственного университета. Науки о Земле. 2018. №1. С. 218-229.

5. Дмитрак Ю.В., Голик В.И., Дзеранов Б.В. Сохранение земной поверхности от разрушения при подземной добыче руд. Известия Тульского государственного университета // Науки о Земле. 2018. №1. С. 12-22.

6. Дмитрак Ю.В., Логачева В.М., Подколзин А.А. Геофизическое прогнозирование нарушенности и обводненности массива горных пород // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2006. № 11. С. 35-36.

7. Заалишвили В.Б. Некоторые проблемы практической реализации сейсмического микрорайонирования. Факторы, формирующие интенсивность землетрясения // Геология и геофизика Юга России. 2014. № 3. С. 3-39.

8. Заалишвили В.Б., Мельков Д.А., Дзеранов Б.В. Особенности динамического поведения грунтов территории г. Владикавказа // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. 2008. №2. С. 67-71.

9. Заалишвили В.Б., Мельков Д.А., Дзеранов Б.В., Кануков А.С., Габараев А.Ф., Шепелев В.Д. Сход каменно-ледовой лавины в районе ледника Девдорак 17 мая 2014 года по инструментальным данным // Геология и геофизика Юга России. 2014. №4. С. 122-128.

10. Комащенко В.И., Васильев П.В., Масленников С.А. Технологиям подземной разработки месторождений КМА – надежную сырьевую основу // Известия Тульского государственного университета. Науки о Земле. 2016. №2. С. 101-114.

11. Разоренов Ю.И., Голик В.И. Проблемы глубокой утилизации отходов переработки угля // Маркшейдерия и недропользование. 2013. № 4 (66). С. 52-54.

12. Семенова И.Э., Аветисян И.М., Земцовский А.В. Геомеханическое обоснование отработки запасов глубокого горизонта в сложных горно-геологических и геодинамических условиях // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2018. №12. С. 65-73.

13. Golik V., Komashchenko V., Morkun V., Zaalishvili V. Enhancement of lost ore production efficiency by usage of canopies // Metallurgical and Mining Industry. 2015. Т. 7. №4. С. 325-329.

14. Golik V.I., Doolin A.N., Komissarova M.A., Doolin R.A. Evaluating the effectiveness of utilization of mining waste // International Business Management. 2015. Т. 9. № 6. С. 1119-1123.

15. Khani A., Baghbanan A., Norouzi S., Hashemolhosseini H. Effects of fracture geometry and stress on the strength of a fractured rock mass // International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences. 2013. No. 60. P. 345-352.

16. Kidybinski A. The role of geo-mechanical modelling in solving problems of safety and effectiveness of mining production // Archives of Mining Sciences. 2010. Vol. 55. No. 2. P. 263-278.

УДК 504.55.054:622(470.6)

ОПТИМИЗАЦИЯ ТЕХНОЛОГИИ РАЗРАБОТКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ САДОНА ПО ФАКТОРУ УПРАВЛЕНИЯ ГЕОМЕХАНИКОЙ МАССИВОВ

Голик В.И.[1], Бурдзиева О.Г.[1], Дмитрак Ю.В.[2]

[1]ГФИ ВНЦ РАН, Владикавказ, Россия

[2]СКГМИ (ГТУ), Владикавказ, Россия

Аннотация. Сформулирована научная концепция управления массивом скальных пород. Предложена теория управления геомеханикой массива путем регулирования величины природных и техногенных напряжений в процессе очистных работ. Приведены результаты критического анализа опыта разработки природных и техногенных месторождений и направлений развития прорывных технологий добычи металлов из некондиционного сырья в условиях РСО-Алания.

Введение

Важным аспектом горного производства является оценка геомеханических особенностей скальных массивов при техногенном воздействии на них. Перспективы технологий разработки связаны с учетом механизма взаимодействия пород, слагающих массивы скальных месторождений.

Комплексное воздействие горного производства на окружающую среду на всех этапах разработки месторождения усиливается вследствие факторов демографического взрыва, изменения географии месторождений, сокращения государственной поддержки в условиях рынка и кризиса производства [6, 7, 8].

В напряженных массивах гравитационные и тектонические силы зависят от петрографических и структурных неоднородностей, горизонтальные напряжения в массивах превышают вертикальные, вертикальные напряжения не всегда подчиняются геостатическому закону распределения, величина напряжений с глубиной, в общем, возрастает, но корреляции подлежит не всегда.

Наиболее перспективно направление оптимизации технологических процессов горного производства по фактору управления геомеханикой рудовмещающих массивов путем выщелачивания металлов из руд и утилизации отходов горного производства после извлечения из них полезных компонентов [1, 12, 14].

Направление включает в себя компоненты:

− минимизация количества и номенклатуры отходов добычи и переработки полезных ископаемых;

− глубокое извлечение металлов из хвостов добычи и переработки минерального сырья путем увеличения энерговооруженности процессов комбинированного химического обогащения и их механической активации.

Целью исследований является оценка перспектив технологий разработки месторождений Садонской группы при освоении активных запасов в условиях деконцентрации выраба-

ток и техногенной ослабленности массивов. Сверхзадачей исследования является разработка корректного механизма управления взаимодействием слагающих массивы пород путем регулирования величины напряжений в рудовмещающих массивах.

Цель достигается решением комплекса задач, в том числе, систематизация сведений о причинах потерь металлов, разработка критериев эффективности добычи руд и формирование концепции природоохранной и ресурсосберегающей технологии разработки месторождений на базе Садонского рудного пояса, а также разработка методов геофизического обеспечения горного производства с дифференциацией по видам технологических процессов [5, 9, 10].

Результаты

Оптимизация технологии освоения скальных месторождений руд и установление закономерностей взаимодействия природных и технических систем на месторождениях Садонского рудного узла осуществляется по критерию полноты и безопасности использования недр с использованием физико-математической модели взаимодействия природных и технических систем.

Концепция природоохранной и ресурсосберегающей технологии разработки месторождений Садонского рудного пояса предусматривает управление состоянием массива путем назначения оптимального уровня напряжений с не превышением критических значений, формируемых совокупностью сейсмотектонических воздействий и техногенной сейсмичности.

Оценка сейсмичности и напряженно-деформированного состояния массива осуществляются для конкретных геотехнических условий с привлечением методов численного моделирования системы целиков и очистных камер. Метод рассматривает континуум как совокупность дискретных элементов, границы которых определяются узловыми точками, что позволяет описывать реакцию континуума на внешнее воздействие движением узловых точек.

Проблема разрушения природных ландшафтов в зоне деятельности горного производства становится все более актуальной, особенно для горных ландшафтов Северного Кавказа с воронками провалов и отвалами отходов переработки руд на террасных участках и в долинах горных рек.

При разработке рабочей документации параметры управления массивом нередко завышают в сторону увеличения безопасности, что увеличивает потери в целиках и разубоживание руды породами. Это происходит еще и потому, что расчеты не учитывают влияния динамических напряжений техногенного характера.

Извлечение руды из недр происходит в условиях недостаточной изученности состояния массива, подверженного суммарному воздействию природных (тектоника, гравитация, магматизм, сейсмичность) и техногенных (горные выработки, технологические взрывы, вибрации) полей напряжений.

Увеличение глубины горных работ и объемов выемки минералов в сейсмически активных районах усиливают статическое и динамическое воздействие на геомеханические

системы, что объясняет необходимость учета сейсмической составляющей, в том числе техногенного характера.

Сейсмичность разрабатываемого участка обусловлена уровнем геодинамической активности территории и литологическими и тектоническими условиями формирования массивов и происходящих в них процессов. Запасы Садонских месторождений руд залегают в неоднородных скальных массивах, что позволяет выделить их в группу сложноструктурных. Особенностью месторождений, определяющей состояние их массивов, является применение систем разработки с открытым выработанным пространством.

При разработке месторождений разубоживание руд породами достигало 60%, а потери руд были не менее 20%. При добыче в целиках теряли до 40% запасов руды, а при обогащении ее − до 30% металлов. Воронки обрушения достигали земной поверхности.

Для разработки месторождений характерны общие закономерности:

- нарушение природного равновесия с деконцентрацией выемочных работ;
- увеличение потерь и разубоживания руд при интенсификации работ;
- выборочная выемка разносортных руд при изменении кондиций на руду;
- активизация разрушения массива с увеличением глубины разработок.

Поля напряжений и деформаций в массивах пород являются результатом сложного взаимодействия полей, формирующихся под влиянием техногенных и природных факторов.

Результаты инструментальных исследований массивов сводятся к следующему:

- показатели технологии добычи руд зависят от величины напряжений;
- применение дискретных материалов не обеспечивает необходимого уровня управления напряжениями;
- эффективное управление напряжениями осуществляется технологиями с заполнением пустот монолитными твердеющими смесями.

Условие сохранения рудовмещающего массива и поверхности над ним:

$$H^{/} > H_C,$$

где $H^{/}$ – фактическая глубина верхней границы пустоты от границы выветрелых пород; H_C – зона влияния пустот, м;

Это условие обеспечивается разделением месторождений рудными или искусственными целиками. Оптимальна модель, при которой массив разделяется на участки, где условие удовлетворяется.

Условие прочности массива на различных стадиях разработки описывается моделью:

$$\sigma_1 \pm k\sigma_{2,3} \le \sigma_{сж} = \begin{cases} \sigma^0_{сж} = \int\limits_0^{Z_{0max}} fx(dx_1, dx_2 ... dx_n) \rightarrow \begin{cases} \sigma_{закл} = \int\limits_0^{Z_{0max}} fx(dH_S) \\ \sigma_{закл} = \int\limits_0^{Z_{0max}} fx(dH_S + dH_C)' \end{cases} \\ \sigma^{ост}_{сж} \quad \text{при } H_C = H \rightarrow \sigma_{закл} = \int\limits_0^{B} fx(dH) \end{cases}$$

где σ_1 – вертикальная составляющая главных напряжений; $\sigma_{2,3}$ – горизонтальная результирующая составляющая, МПа; k – коэффициент искажения напряжений структурно-тектоническими условиями; $\sigma_{сж}$ – напряжения в верхнем слое разупроченных отдельностей мас-

сива, МПа; σ± – напряжения в зоне влияния работ, МПа; $\sigma_{сж}^{ост}$ – остаточная прочность пород, МПа; Z_0 – пролет плоской формы выработки, м; $x_1,\ldots x_n$ – свойства пород; $\sigma_{закл}$ – прочность закладочного массива при сжатии, МПа; В – ширина зоны обрушения; Н – высота зоны обрушения, м; H_c – высота зоны влияния работ, м; H_S – высота закладочного массива, м.

При моделировании процессов разрушения скальных массивов их состояние описывается условием:

$$\sigma \cdot \kappa_з = \int_{l_{min}}^{l_{max}} fx\left(d\,x_1, d\,x_2 \ldots .. d\,x_n\right) \to П, R = \int_{l_{min}}^{l_{max}} f \cdot x\left(d\,h_з + d\,h_n\right)$$

где σ – напряжения в зоне влияния выработок, МПа; $K_з$ – коэффициент корректировки напряжений; l_{max}, l_{min} – пролеты обнажения пород, м; $x_1 \ldots x_n$ – технологические, физико-механические и иные характеристики; $П$ – потери руд, доли ед.; R – разубоживание руд породами, доли ед.; $h_з$ – высота закладочного массива, м; h_n – высота влияния горных выработок, м.

При разработке ценных руд размеры целиков минимизируют, запас прочности увеличивают креплением и подпором закладочным материалом.

Для эффективности разработки важно, чтобы кровля выработок сохраняла плоскую форму, т.е. растягивающие и сжимающие напряжения не были критическими. Структурные блоки смещаются в выработанное пространство, а кровля принимает форму свода, если не принять мер управляющего воздействия (табл.1).

Таблица 1

Методы расчета устойчивых пролетов обнажений кровли

<table>
<tr><td colspan="2" rowspan="3">Характеристики массива Механические</td><td colspan="3">Методы</td><td rowspan="3">Основные показатели</td></tr>
<tr><td colspan="2">Инженерные</td><td></td></tr>
<tr><td>несущий элемент</td><td>гипотеза горного давления</td><td></td></tr>
<tr><td rowspan="2">Квазисплошной с гравитационным полем</td><td>изотропный</td><td rowspan="4">Механика сплошной среды; вероятностно-статистические методы</td><td>Несущая способность материала кровли</td><td rowspan="5">Гипотезы сводов: давления и обрушения</td><td rowspan="5">Механо-физические свойства пород, углы анизотропии структурное ослабление для анизотропных сред, мощность слоя, балки, плиты</td></tr>
<tr><td>анизотропный</td><td>Плита или балка в кровле</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Квазисплошной, гравитационно-тектоническим полем</td><td rowspan="2">изотропный</td><td>Несущая способность материала, нарушенного трещинами</td></tr>
<tr><td>Плита или балка с трещиной</td></tr>
<tr><td>Анизотропный</td><td>Столбы с трещиной</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Дискретный с гравитационно-тектоническим полем</td><td rowspan="3">Изотропный или анизотропный</td><td rowspan="3">Механика дискретной среды; вероятностно-статистические методы</td><td>Плита или балка</td><td rowspan="2">Зоны обрушений, свободные консоли</td><td rowspan="3">Структурное ослабление, размеры блоков, прочность пород и др.</td></tr>
<tr><td>Система столбов для ромбоидов</td></tr>
<tr><td>Трехшарнирная арка</td><td>Своды равновесия</td></tr>
</table>

Сохранность земной поверхности определяется высотой свода Ветрова:

$$h_c = a'/v,$$

где а’ – полупролет свода; v – коэффициент устойчивости трещиноватых пород:

$$V = 2\frac{d_r R''_{сж}}{d_1 R'_{сж}},$$

где d_r, d_1 – вертикальный и горизонтальный размер структурных блоков; $R''_{сж}$, $R'_{сж}$ – отношение сопротивления пород сжатию в направлении распора свода и в направлении действия массы пород.

Условие сохранности земной поверхности по ВНИМИ:

$$H' > H_p = \kappa_1 \ell_{экв},$$

где H' – глубина верхней границы выработанного пространства от выветренных пород и рыхлых отложений, м; H_p – расчетная глубина выработанного пространства от выветренных пород, м; κ_1 – коэффициент, учитывающий свойства горных пород в зависимости от свойств покрывающих пород.

Метод поясняется примерами:

Пример 1. Рудное тело мощностью 6 м отрабатывается камерной системой разработки, с закладкой пустот твердеющей месью. Массив находится под защитой заклинившихся блоков нижнего слоя пород.

Нормативная прочность смеси находится по прямой I (рис. 1). При максимальной высоте камеры прочность закладки должна быть 1,2 МПа для интервалов по глубине 48-60 м; 0,7-1,0 МПа – для интервалов 35-48 м и 0,4-0,7 МПа – для интервалов 23-35 м. Интервал 0-23 м может быть заложен закладкой любой прочности.

Если заклинивания пород не происходит, напряжения в массиве закладки создаются массой пород внутри свода естественного равновесия и закладки. Нормативная прочность находится по прямой 3. При высоте камеры 60 м, интервал глубин 20-60 м должен иметь прочность от 1,0 до 3,0 МПа соответственно. Мало-прочную закладку можно применять для погашения интервала 0-20 м.

Пример 2. В случае заклинивания пород толщина слоя находится пересечением значений прочности с линией 1 и проекцией на шкалу справа. При отсутствии трехшарнирной арки толщина слоя находится пересечением с линией 3 и проекцией на ту же шкалу.

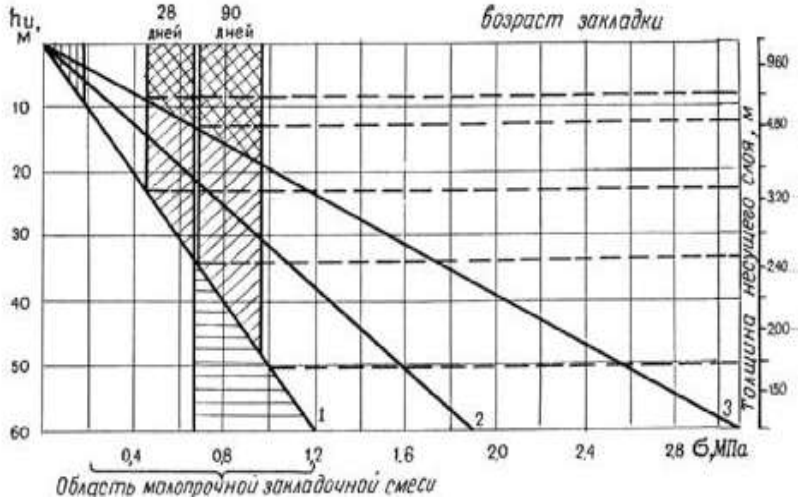


Рис. 1. Номограмма выбора прочности твердеющих закладочных смесей: 1, 2, 3 – соответственно, напряжения от собственной массы, от пригрузки пород и результирующие (заштрихована область разнопрочной закладки)

Минимальная прочность оценена, по данным практики, величиной 0,2 МПа, максимальное значение при высоте этажа 60 м составляет 1,2 МПа.

Перспективы освоения месторождений предусматривают создание единого проекта добычи запасов открытыми, подземными и специальными способами добычи, взаимоувязанными и оптимизированными по эколого-экономическим критериям (рис. 2).

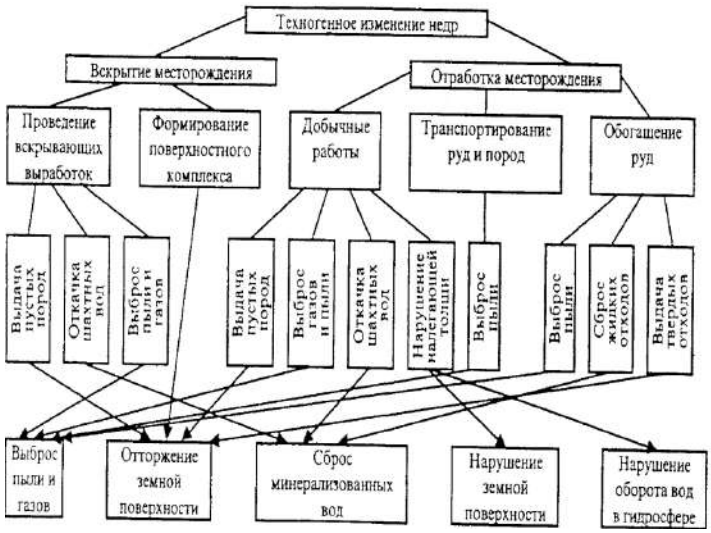


Рис. 2. Факторы управления развитием горных работ

Целью проекта становится не эффективное извлечение запасов месторождения одним из традиционных способов, а создание благоприятных условий для применения и альтерна-

тивных технологий, чтобы совокупный доход от освоения месторождения был максимальным [11,13].

Профилактика разрушающих напряжений и сопровождающих их деформаций обеспечивается технологически посредством ограничения концентрации напряжений: опережающей отработкой, исключением целиков, проходкой выработок и взрывами и др. технологическими мерами.

Взаимодействие параметров управления массивом описывается схемой (рис.3):

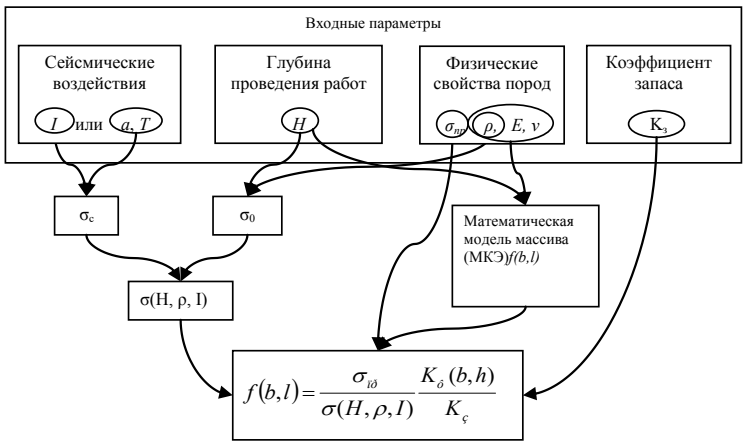


Рис.3. Геомеханическая модель управления массивом

Решение основных задач оптимизации процессов разработки сопряжено с исследованиями соседствующих процессов, в частности, при обеспечении сырья для приготовления закладочных смесей [2, 3, 4].

Заключение

Перспективы технологий разработки месторождений Садонской группы связаны с разработкой корректного механизма управления взаимодействием слагающих массивы пород путем регулирования величины напряжений в рудовмещающих массивах.

Исследованиями установлено, что массивы Садонских месторождений характеризуются крайне непостоянным размещением запасов в пределах рудных полей и склонностью вмещающих пород к перераспределению напряжений, в том числе, в геодинамическом режиме.

В этих условиях удовлетворительные показатели разработки могут быть обеспечены только на первой стадии разработки при выемке первичных камер. Отработка целиков во вторую стадию увеличивает напряжения до критического состояния, что сопровождается потерей запасов или снижением качества руд до убыточных пределов кондиций.

Отработка новых запасов и доработка имеющихся запасов должна осуществляться по комбинированной схеме.

Ценные руды извлекаются первичными камерами с закладкой технологических пу-

стот твердеющими смесями прочностью, обусловленной массой пород в пределах свода естественного равновесия.

Руды с меньшим содержанием металлов перерабатываются выщелачиванием на месте залегания с использованием хвостов подземного выщелачивания для управления напряжениями.

Массивы выщелоченных руд выполняют функции искусственных целиков, перераспределяя техногенные напряжения, а также изменяющиеся под влиянием горных работ природные напряжения.

При разработке сложноструктурных месторождений величина и знак напряжений во времени и пространстве могут быть спрогнозированы с достаточной для оперативного управления детализацией.

Учет геомеханических факторов при отработке таких участков позволяет корректировать параметры разработки с повышением качества добываемых руд и уменьшением опасности для работающих.

Литература

1. Голик В.И., Разоренов Ю.И., Страданченко С.Г., Хашева З.М. Принципы и экономическая эффективность комбинирования технологий добычи руд // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2015. Т. 326, № 7. С. 6-14.

2. Дмитрак Ю.В. Теория движения мелющей загрузки и повышение эффективности оборудования для тонкого измельчения горных пород: Автореф. дис. ... докт. тех. наук / Московский гос. горный ун-т. Москва, 2000.

3. Дмитрак Ю.В., Вержанский А.П. Тенденции применения оборудования для тонкого измельчения горных пород // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2000. № 6. С. 184-188.

4. Дмитрак Ю.В., Зиновьева Т.А., Сычёв Н.Н. Использование системы msc. Nastran для оптимизации силовой конструкции вибрационной мельницы // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2007. № 4. С. 295-299.

5. Дмитрак Ю.В., Логачева В.М., Подколзин А.А. Геофизическое прогнозирование нарушенности и обводненности массива горных пород // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2006. № 11. С. 35-36.

6. Емельяненко, Е.А. Исследование технологических свойств техногенных объектов медно-колчеданных месторождений [Текст] / М.В. Рыльникова, Е.А. Горбатова, Е.А. Емельяненко // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2011. № 6. С. 148-156.

7. Мельков Д.А., Дзеранов Б.В., Кануков А.С., Заалишвили В.Б. Оценка сейсмической опасности урбанизированной территории на основе современных методов сейсмического микрорайонирования (на примере г. Владикавказа) // Молодые ученые в решении актуальных проблем науки. Сборник работ молодых ученых. 2010. С. 348-351.

8. Свалова В.Б., Заалишвили В.Б., Ганапати Г.П., Николаев А.В., Мельков Д.А. Оползневый риск в горных районах // Геология и геофизика Юга России. 2019. №2.С.109-126.

9. Чотчаев Х.О., Колесникова А.М., Майсурадзе М.В., Шепелев В.Д. Физические поля

как производные деформации горного массива и технология их мониторинга // Геология и геофизика Юга России. 2018. №4. С. 179-190.

10. Шемпелев А.Г., Кухмазов С.У., Компаниец М.А., Харебов К.С., Чотчаев Х.О., Шамановская С.П. Строение земной коры по геофизическим данным вдоль Чегемского профиля (Северный Кавказ) // Геология и геофизика Юга России. 2017. №7. С. 116-12.

11. Burdzieva O., Golik V., Komashchenko V., Morkun V. Modelling of rock massifs tension at underground ore mining // Metallurgical and Mining Industry, 2015, Том 7. №8, P. 540-543.

12. Golik V., Komashchenko V., Morkun V. Geomechanical terms of use of the mill tailings for preparation // Metallurgical and Mining Industry, 2015, Том7. № 4, p.p. 321-324

13. Golik V.I., Komashchenko V.I., Morkun V., Zaalishvili V.B. Enhancement of lost ore production efficiency by usage of canopies // Metallurgical and Mining Industry. 2015. Т. 7. № 4. С. 325-329.

14. Golik V.I., Lukyanov V.G. Optimization of filling mixture strength considering rock intensity // Голик В.И., Полухин О.Н. Природоохранные геотехнологии в горном деле. Белгород, 2013. 195 с.

УДК 504.55.054:622(470.6)

ОПТИМИЗАЦИЯ ПРОЦЕССОВ УПРАВЛЕНИЯ ГЕОМЕХАНИКОЙ МАССИВОВ ПУТЕМ УТИЛИЗАЦИИ ОТХОДОВ ГОРНОГО ПРОИЗВОДСТВА

Голик В.И., Бурдзиева О.Г.

ГФИ ВНЦ РАН, Владикавказ, Россия

Аннотация. Обобщены и систематизированы результаты многолетних исследований по темам НИР ГФИ ВНЦ РАН. Сформулирована научная концепция управления массивом скальных пород с использованием хвостов добычи и переработки руд в условиях Садонских месторождений. Показаны преимущества использования комбинированных технологий при восстановлении потенциала горной отрасли экономики РСО-Алания.

Введение

Проблема комплексного освоения и сохранения недр Земли решается совершенствованием процессов разработки месторождений полезных ископаемых и глубокой переработки минерального сырья [7, 9, 11].

При освоении месторождений твердых полезных ископаемых она обеспечивается использованием возможности инструментального контроля напряженно-деформированного состояния массива.

Технологии разработки рудных месторождений Садонской группы характеризуются потерями металлов в некондиционных рудах и в хвостах обогащения руд. Полноту использования недр и сокращение объемов химически агрессивных отходов на земной поверхности могут обеспечить прорывные технологии, основанные на принципиально новых принципах.

Такие технологии рождаются, в том числе, в результате анализа опыта малоотходных технологий разработки природных и техногенных месторождений и нетрадиционных технологий добычи металлов из некондиционного сырья в условиях месторождений Садонской группы.

Такой опыт накоплен авторами исследованиями в рамках 4-х грантов с получением количественных показателей извлечения металлов из руд выщелачиванием.

Доказано, что механохимическое воздействие на минералы адекватно позволяет изменять их свойства и изменять фазовое состояние рудных минералов с переводом металлов в мобильное положение.

Выщелачивание металлов в подземных блоках и дезинтеграторах–активаторах осуществлено экспериментально на рудах Садонского рудного узла [13, 14].

Сведения о перспективах выщелачивания могут быть востребованы для возрождения горной отрасли, создания новой практически неограниченной сырьевой базы предприятий и реальной минимизации химического загрязнения не только в РСО-Алания, но и других регионов.

Оптимизация технологических процессов горного производства по фактору управления геомеханикой рудовмещающих массивов включает в себя важный раздел обоснования целесообразности использования хвостов подземного выщелачивания металлов из руд и использование закладочных смесей из утилизируемых отходов горного производства на земной поверхности после извлечения из них полезных компонентов.

Целью таких исследований являются:

− создание сырьевой базы для изготовления твердеющих закладочных смесей на основе техногенных запасов некондиционного сырья;

− глубокое извлечение металлов из хвостов добычи и переработки минерального сырья путем комбинированного химического обогащения и их механической активации с приложением высокой энергии.

Разработка месторождений полезных ископаемых сопровождается реакцией слагающих их массивов, по силе сравнимой с экстремальными природными явлениями. Чувствительность стабильно неустойчивых участков земной коры проявляется в виде сейсмического отклика на техногенное изменение естественного поля напряжений.

Управление состоянием природно – технической геомеханической системы сводится к оптимизации энергетических потоков по критериям эффективности, безопасности и полноты использования недр.

Разработка скальных месторождений увеличивает напряжения до уровня критических с ухудшением качественных показателей использования недр, что повышает актуальность проблемы управления геодинамическими процессами при техногенном вмешательстве для сохранения массива от разрушения.

Состояние скальных массивов при добыче руд определяется совокупностью природных и техногенных факторов: объемом пустот, технологией и временем существования.

Максимальные напряжения развиваются при стадийной отработке залежей камерно- целиковыми системами в местах оборудования временных и постоянных целиков и на участках изменения мощности рудных тел, где уровень критических напряжений повышается в 2-3 раза.

Оптимальное соотношение параметров отбойки руд и уровня напряжений обеспечивается при использовании методики оптимизации технологий на основе учета сейсмовзрывных воздействий на массив и поверхностные объекты, в том числе, за счет разделения взрывных волн во времени.

Эффективное управление геомеханическим состоянием рудовмещающего массива в сложных горно-геологических условиях обеспечивается геомеханическим мониторингом его напряженно-деформированного состояния. Основу такого мониторинга составляют геофизические методы, совершенствование которых и адаптация к конкретным условиям месторождения весьма актуальны. Особой трудностью для геофизического сопровождений процессов разработки отличаются месторождения, возраст которых достигает 200 лет, например, Садонского.

Результаты

В основе управления геомеханикой массивов лежит теория М.М. Протодьяконова (1933), в соответствии с которой на выработку действует вес пород, заключенный в пределах свода. А.А. Борисов (1964) увязал ее с устойчивостью слоя пород в кровле выработки, а В.Д. Слесарев (1948) – с сопротивлением разрыву образующих балку пород. С.В. Ветров (1975) сформулировал корреляцию между прочностью заклинивающихся пород, образующих шарнирную арку в кровле выработки и весом пород в пределах свода естественного равновесия.

Принципиальные условия геомеханической сбалансированности массива к тому, чтобы фактические размеры горных выработок не превышали предельных для данных условий размеров, а влияние горных работ не распространялось до земной поверхности.

Способом регулирования напряжений в скальных месторождениях в отличие от месторождений других типов является регулирование величины и направления напряжений или целенаправленная корректировка несущей способности пород во времени и пространстве технологическими методами на всех стадиях добычных работ.

Концепция природоохранной и ресурсосберегающей технологии разработки месторождений Садонского рудного пояса предусматривает управление состоянием массива путем регулирования уровня, формируемых совокупностью сейсмотектонических воздействий и техногенной сейсмичности.

Извлечение руды из недр происходит в условиях суммарного воздействия природных и техногенных напряжений [6, 12].

При разработке месторождений разубоживание руд породами достигало 60 %, а потери руд были не менее 20%. При добыче в целиках теряли до 40% запасов руды, а при обогащении ее – до 30% металлов. Воронки обрушения достигали земной поверхности.

Для разработки месторождений Садонской группы характерны деконцентрация добычных работ, высокие потери и разубоживание руд при нарушении геомеханической стабильности участков месторождений; активизация разрушения массива с увеличением глубины разработок выборочной выемки разносортных руд.

Инструментальными исследованиями состояния массивов в период разработки установлено:

−показатели эффективности добычи руд коррелируют с величиной возникающих напряжений;

−эффективное управление напряжениями осуществляется технологиями с заполнением пустот монолитными твердеющими смесями.

Это условие обеспечивается разделением месторождений рудными или искусственными целиками, а также массивами хвостов подземного выщелачивания.

Условие прочности массива на различных стадиях разработки описывается моделью В. Голика:

$$\sigma_1 \pm k\sigma_{2,3} \le \sigma_{сж} = \begin{cases} \sigma^0_{сж} = \int_0^{Z_{0max}} fx(dx_1, dx_2 ... dx_n) \rightarrow \begin{cases} \sigma_{закл} = \int_0^{Z_{0max}} fx(dH_S) \\ \sigma_{закл} = \int_0^{Z_{0max}} fx(dH_S + dH_C)' \end{cases} \\ \sigma^{ост}_{сж} \quad \text{при } H_C = H \rightarrow \sigma_{закл} = \int_0^{B} fx(dH) \end{cases}$$

где σ_1 – вертикальная составляющая главных напряжений; $\sigma_{2,3}$ – горизонтальная результирующая составляющая, МПа; k – коэффициент искажения напряжения структурно-тектоническими условиями; $\sigma_{сж}$ – напряжения в верхнем слое разупроченных отдельностей массива, МПа; $\sigma \pm$ – напряжения в зоне влияния работ, МПа; $\sigma^{ост}_{сж}$ – остаточная прочность пород, МПа; Z_0 – пролет плоской формы выработки, м; $x_1, ...x_n$ – свойства пород; $\sigma_{закл}$ – прочность закладочного массива при сжатии, МПа; B – ширина зоны обрушения; H – высота зоны обрушения, м; H_c – высота зоны влияния работ, м; H_S – высота закладочного массива, м.

Сохранность рудовмещающих массивов и земной поверхности над ними определяется высотой свода С.В. Ветрова:

$$h_c = a'/\nu,$$

где a' – полупролет свода; ν – коэффициент устойчивости трещиноватых пород:

$$V = 2\frac{d_r R''_{сж}}{d_1 R'_{сж}},$$

где d_r, d_1 –вертикальный и горизонтальный размер структурных блоков; $R''_{сж}$, $R'_{сж}$ – отношение сопротивления пород сжатию в направлении распора свода и в направлении действия массы пород.

Результаты расчета должны удовлетворять условию сохранности земной поверхности по ВНИМИ:

$$H' > H_p = \kappa_1 \ell_{экв},$$

где H' – глубина верхней границы выработанного пространства от выветренных пород и рыхлых отложений, м;

H_p – расчетная глубина выработанного пространства от выветренных пород, м;

$к_1$ – коэффициент, учитывающий свойства горных пород в зависимости от свойств покрывающих пород.

В недрах Садонских месторождений за 200 лет их истории образовано до 5 млн м^3 не заполненных пустот, которые оказывают влияние на геодинамику массивов региона. Основным фактором технологического воздействия на рудовмещающие массивы является взрывание зарядов взрывчатых веществ для отделения от массива и дробления руд.

Горные выработки существуют в полях сейсмических и гравитационных напряжений, образованных естественными и техногенными динамическими явлениями, и реагируют на изменение параметров полей.

В результате природно-техногенных сейсмических воздействий возникают дополнительные к гидростатическим напряжения. При увеличении сейсмичности с 7 до 9 баллов динамические напряжения увеличиваются от 0,5 до 1,5 МПа.

Взаимодействие влияющих на породный массив факторов описывается схемой (рис.1):

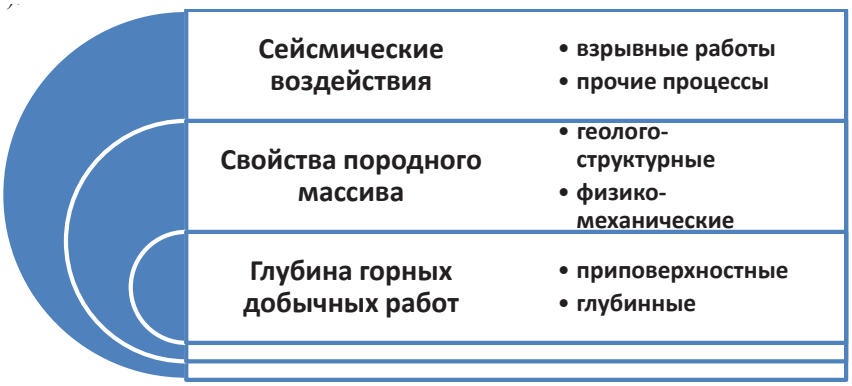


Рис. 1. Геомеханическая модель взаимодействия геомеханических факторов

Управляемость массивом достигается сочетанием традиционной технологии с открытым выработанным пространством и новой технологии с выщелачиванием. В качестве закладочного материала служит горная масса, с помощью химико-физических процессов переведенная из одного агрегатного состояния в другое, набирающая прочность до 0,5-1,0 Мпа и представляющая собой стабильную породную конструкцию.

Прочные хвосты выщелачивания, составляют объект комбинации вместе с искусственными массивами, созданными на участках извлеченных богатых руд. В зависимости от того, что находится в кровле, породный массив или искусственный массив, из твердеющей закладки возможны варианты породных конструкций. При выемке запасов первой очереди в кровле над ними возникает зона разгрузки. Опорное давление перераспределяется на камеры второй очереди.

Использование хвостов обогащения в качестве сырья для получения металлов и изготовления твердеющих смесей может быть возможным при изменении их активности, путем извлечения металлов реагентами в момент образования свежих поверхностей минералов в активаторе-дезинтеграторе (рис. 2) [1].

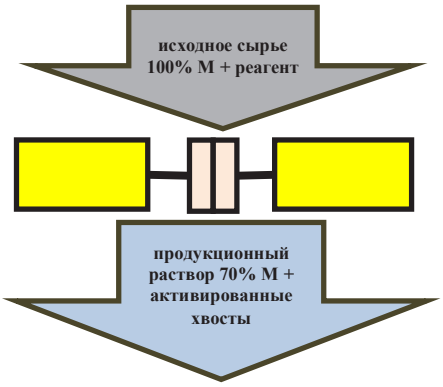


Рис. 2. Выщелачивание металлов в дезинтеграторе с механохимической активацией

Возможность использования хвостов обогащения в качестве сырья для изготовления твердеющих смесей определена авторами в ходе полнофакторных исследований по программам государственных грантов.

Прочность твердеющих смесей для каждого варианта активации исследовали по стандартной методике.

Содержание металлов во вторичных хвостах после однократного выщелачивания уменьшается в 3-4 раза.

Изменение прочности выщелоченных хвостов в бетонной смеси при постоянном количестве ингредиентов, кг/м^3: хвосты 1445, цемент 10, вода 380 дано в **таблице** 1.

Таблица 1

Изменение прочности смеси с цементом в зависимости от варианта активации хвостов, МПа

Вариант активации	Прочность, МПа, время, сутки		
	7	14	28
Агитационное выщелачивание	1,04	1,11	1,20
Агитационное выщелачивание после механической активации	1,16	1,25	1,32
Однократное выщелачивание в дезинтеграторе	0,68	0,73	0, 88
Агитационное выщелачивание после выщелачивания в дезинтеграторе	0,73	0,77	0, 94
Трехкратное выщелачивание в дезинтеграторе	1,12	1,20	1,32

Та же закономерность прослеживается и при изготовлении бесцементных смесей на основе вторичных хвостов, как в качестве заполнителя, так и в качестве вяжущего (табл.2).

Таблица 2

Изменение прочности выщелоченных хвостов без цемента в зависимости от варианта и времени активации, МПа

Вариант активации	Прочность, МПа, сутки		
	7	14	28
Агитационное выщелачивание	0,64	0,81	1,01
Агитационное выщелачивание после механической активации	0,86	0,95	1,12
Однократное выщелачивание в дезинтеграторе	0,60	0,69	0, 78
Агитационное выщелачивание после выщелачивания в дезинтеграторе	0,63	0,71	0, 84
Трехкратная механохимическая активация	0,82	1,00	1,12

Активация хвостов обогащения повышает прочность смесей на их основе при одинаковом расходе цемента на 10%, а бесцементная смесь после дезинтегратора сравнима со смесью при среднем расходе цемента по традиционной технологии (табл. 4).

Таблица 4

Влияние активации хвостов на прочность смеси

Вариант активации	Прочность, МПА, 28 сутки,		
	цемент100 кг/м^3		активация без цемента
	без активации	с активацией	
Агитационное выщелачивание	1,20	-	1,01
Агитационное выщелачивание после механической активации	-	1,32	1,12
Агитационное выщелачивание после выщелачивания в дезинтеграторе	-	0, 88	0, 78
Однократное выщелачивание в дезинтеграторе	-	0, 94	0, 84
Агитационное выщелачивание после выщелачивания в дезинтеграторе	-	1,10	0,99
Трехкратное выщелачивание в дезинтеграторе	-	1,32	1,12

Полученные результаты исследований по выщелачиванию металлов из хвостов обогащения полиметаллических руд Садонских месторождений сведены в таблице 5.

Таблица 5

Извлечение металлов в раствор альтернативными вариантами

Агитационное выщелачивание				Выщелачивание в дезинтеграторе			
Содержание в хвостах, %				Содержание в хвостах, %			
Цинк – 0,95		Свинец – 0,84		Цинк – 0,95		Свинец – 0,84	
Извлечение за 0,2-1,0 ч., %		Извлечение за 0,2-1,0 ч., %		Извлечение за 10с.,%		Извлечение за 10с.,%	
извлечено	остаток	извлечено	остаток	извлечено	остаток	извлечено	остаток
24	72	16	71	28	69	24	62

На пути реализации хвостов в промышленном производстве встают проблемы извлечения металлов из раствора выщелачивания, нейтрализации маточных растворов, повышения механической и химической стойкости рабочего органа активатора и др.

Гидрохимические способы получения металлов предпринимались уже во второй половине прошлого века. На Фиагдонском руднике из рудничных стоков за 48 суток получено 32 т цинка в геле с влажностью 65-78 %. На Архонском руднике за 51 рабочий день получено 40 т цинка в геле влажностью 65-78%.

Эффективное освоение месторождений должно осуществляться по единому проекту добычи запасов взаимоувязанными и оптимизированными по эколого-экономическим критериям способами добычи (рис. 3).

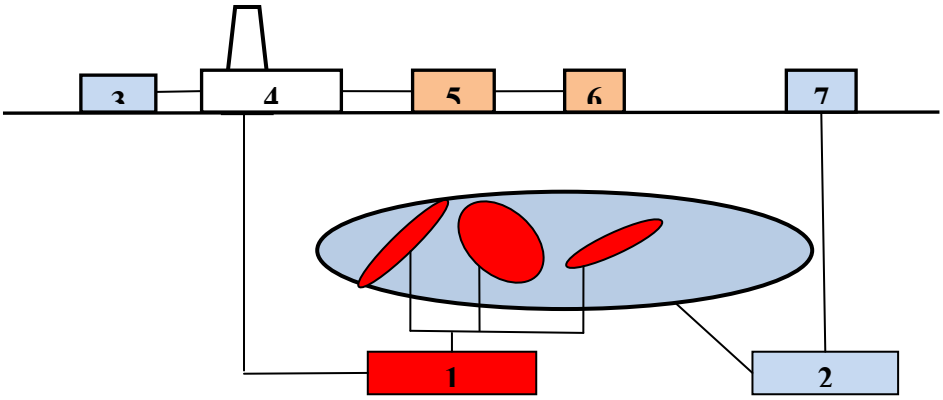


Рис. 3. Комбинированная разработка месторождения: 1- богатые руды; 2- бедные руды; 3– куча выщелачивания; 4 – рудо – контрольная станция; 5 – обогатительная станция; 6 – закладочный комплекс; 7 – цех приготовления растворов реагентов

Реализация проекта предупреждает увеличение напряжений до уровня критических с ухудшением качественных показателей использования недр, что позволяет управлять геодинамическими процессами при техногенном вмешательстве.

Природные катастрофы в регионах связаны с региональной геотектоникой, поэтому состояние скальных массивов при добыче руд определяется совокупностью природных и техногенных факторов: объемом пустот, технологией и временем существования.

Снижение уровня напряжений до безопасной величины обеспечивается инженерными мероприятиями, которые обеспечивают состояние налегающих пород без разрушения сплошности.

Оптимальное соотношение параметров технологий и уровня напряжений обеспечивается при использовании методики оптимизации технологий на основе учета сейсмовзрывных воздействий на массив и поверхностные объекты, в том числе, за счет разделения взрывных волн во времени.

Проект разработки месторождений включает в себя комплекс мер управления взаимодействием слагающих природные и искусственные массивы путем регулирования величины напряжений. От традиционных проектов новая технология отличается использованием хвостов подземного блокового выщелачивания и хвостов обогащения руд после извлечения из них металлов для управления геомеханикой массива.

В выработанном пространстве только Садонского месторождения в виде эксплуатационных потерь находится до 600 тыс. руды, в которой содержится около 28 тыс. т свинца и 53 тыс. т цинка.

Технологии с выщелачиванием металлов исследованы в промышленных масштабах при отработке Фиагдонских месторождений. В границах Какадурского месторождения было определено около 335 тыс. т руды, содержащей 2,07% цинка и 1,26% свинца. После добычи 60 тыс. т руды добыча была прекращена из-за неготовности цеха для гидрометаллургической переработки концентратов. При подземном выщелачивании рудное тело разделяют на секции, в которых балансовая руда одним из вариантов традиционной системы

извлекается и выдается на земную поверхность в объеме около 40% от запасов из условия создания компенсационного пространства для дробления оставшейся части балансовой и забалансовой руды.

Важной составной частью проекта является поиск и обоснование новых технологий подготовки закладочных смесей [2, 3].

В хвостах обогащения руд доля не извлеченных компонентов от их количества в исходной руде составляет, %: цинка 26 – 47; свинца 23 – 39; молибдена 19 – 53; меди 13 – 36. Показатель извлечения основных полезных ископаемых составляет 65-78 %, а попутных элементов – от 10 до 30 %. Практически не извлекаются редкоземельные металлы: In, Ga, Tl, Bi, Hg.

Хвосты обогащения комплексных руд содержат перспективные для рентабельной переработки концентрации ценных и редких металлов.

В число крупных техногенных месторождений рудного минерального входят хвосты обогащения Садона и шлаки металлургического завода Электроцинк. Суммарная ценность металлов в них сопоставима с ценностью потенциальных ресурсов минерального сырья в недрах.

Целью проекта становится не эффективное извлечение запасов месторождения с точки зрения сегодняшней конъюнктуры традиционными способами, а получение максимального дохода от освоения месторождения в течение всего срока эксплуатации.

Оптимизация геомеханического воздействия процессов разработки на окружающую среду сопряжена с исследованиями состояния сырьевой базы приготовления закладочных смесей [4,5].

Эффективность использования некондиционных руд и хвостов обогащения для управления массивом складывается из экономии труда и материалов при подземных работах. Оптимизация влияния напряжений в зоне взаимодействия очистных и подготовительных выработок уменьшает разубоживание руд породами и снижает опасность травмирования работающих отслаивающимися породами. При одинаковых затратах на разведку и вскрытие месторождений увеличивается объем добычи и прибыль предприятия [8,10].

Заключение

Массивы Садонских месторождений характеризуются склонностью вмещающих пород к перераспределению напряжений, в том числе, в геодинамическом режиме. Управление геодинамикой рудовмещающих пород путем регулирования величины напряжений в рудовмещающих массивах требует использования для целей управления состоянием массивов искусственных массивов их хвостов технологических процессов.

Традиционные технологии разработки месторождений Садонской группы не обеспечивают действенного управления геомеханикой массива, поэтому не могут обеспечить безопасности и рентабельности производства. Применяемые технологии убыточны и опасны для окружающей среды. Технологиями, позволяющими извлекать металлы на основе рационального управления геомеханикой массива, являются варианты с закладкой технологических пустот твердеющими смесями и хвостами подземного выщелачивания руд.

Отработка вовлекаемых в производство некондиционных руд и хвостов обогащения запасов и доработка имеющихся запасов должна осуществляться по комбинированной схеме. Ценные руды извлекаются в первую очередь с закладкой пустот твердеющими смесями.

Руды с меньшим содержанием металлов выщелачиваются на месте залегания с использованием хвостов подземного выщелачивания для управления напряжениями, путем перераспределения техногенных напряжений, а также изменяющихся под влиянием работ природных напряжений.

Литература

1. Бурдзиева О.Г., Голик В.И. Дезинтеграторы в горном деле. Владикавказ: ГФИ ВНЦ РАН, 2015. 197с.

2. Дмитрак Ю.В. Теория движения мелющей загрузки и повышение эффективности оборудования для тонкого измельчения горных пород: Автореф. дис. ... докт. тех. наук / Московский гос. горный ун-т. Москва, 2000.

3. Дмитрак Ю.В., Вержанский А.П. Тенденции применения оборудования для тонкого измельчения горных пород // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2000. № 6. С. 184-188.

4. Дмитрак Ю.В., Логачева В.М., Подколзин А.А. Геофизическое прогнозирование нарушенности и обводненности массива горных пород // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2006. № 11. С. 35-36.

5. Емельяненко, Е.А. Исследование технологических свойств техногенных объектов медно-колчеданных месторождений [Текст] / М.В. Рыльникова, Е.А. Горбатова, Е.А. Емельяненко // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2011. № 6. С.148-156.

6. Чотчаев Х. О., Колесникова А. М., Майсурадзе М. В., Шепелев В. Д. Физические поля как производные деформации горного массива и технология их мониторинга // Геология и геофизика Юга России. 2018. №4. С.179-190.

7. Borshevsky S.V., Kachurin N.M., Burdzieva O.G., Golik V.I. Prospects for extraction of metals from mine waste water // Sustainable Development of Mountain Territories. 2017. Т.9. №1. С. 81-91.

8. Burdzieva O., Golik V., Komashchenko V., Morkun V. Modelling of rock massifs tension at underground ore mining // Metallurgical and Mining Industry, 2015, Том 7. №8, P. 540-543

9. Golik V., Komashchenko V., Morkun V. Geomechanical terms of use of the mill tailings for preparation // Metallurgical and Mining Industry, 2015, Том7. № 4, P. 321-324.

10. Golik V.I., Komaschenko V.I., Morkun V., Khasheva Z. The effectiveness of combining the stages of ore fields development // Metallurgical and Mining Industry. 2015. Т. 7. № 5. С. 401-405.

11. Golik V.I., Komashchenko V.I., Morkun V., Burdzieva O.G. Metal extraction in the case of non-waste disposal of enrichment tailings // Metallurgical and Mining Industry. 2015. Т. 7. № 10. С. 213-217.

12. Golik V.I., Komashchenko V.I., Morkun V., Burdzieva O.G. Simulation of rock massif tension at ore underground mining // Metallurgical and mining industry 2016. Vol.7 P. 76-79.

13. Golik V.I., Komashchenko V.I., Morkun V., Zaalishvili V.B. Enhancement of lost ore production efficiency by usage of canopies // Metallurgical and Mining Industry. 2015. Т. 7. № 4. С. 325-329.

14. Golik V.I., Lukyanov V.G. Optimization of filling mixture strength considering rock intensity // Голик В.И., Полухин О.Н. Природоохранные геотехнологии в горном деле. Белгород, 2013. 195 с.

УДК 556.3

СУЩЕСТВУЮЩЕЕ СОСТОЯНИЕ ОРДЖОНИКИДЗЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПРЕСНЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ПЕРСПЕКТИВЫ ОБЕСПЕЧЕНИЯ Г. ВЛАДИКАВКАЗ ПИТЬЕВОЙ ВОДОЙ

Джгамадзе А.К., Дзеранов Б.В., Гогичев Р.Р.

ГФИ ВНЦ РАН, Владикавказ, Россия

Водоснабжение г. Владикавказа, столицы РСО-Алания, осуществляется исключительно из Орджоникидзевского месторождения пресных подземных вод.

Численность населения г. Владикавказа и подчиненных территорий на сегодняшний день составляет 307 тысяч человек.

Орджоникидзевское месторождение, приуроченное к переуглубленной речной долине, расположено южнее г. Владикавказа, в долине р. Терек и простирается вдоль реки в виде узкой полосы от пос. Южный до с. Чми. Весь этот участок переуглубленной речной долины заполнен рыхлыми аллювиально-флювиогляциальными валунно-гравийно-галечными отложениями четвертичного возраста, мощность которых изменяется от 40 м (участок Чми на юге) до 85-125 м (участки Балтинский, Редантский и Южный) [1].

Месторождение разведывалось в три этапа. По результатам последней детальной разведки в ГКЗ СССР утверждены эксплуатационные запасы по категориям $A+B+C_{1,}$ в количестве 527,6 тыс.м^3/сут. в том числе:

- по Редантскому скважинному водозабору – 210 тыс.м^3/сут. (А+В);
- Балтинскому 140 тыс.м^3/сут. (В);
- Длинно-Долинскому каптажу родников 13,8 тыс.м^3/сут. (В);
- Редантским каптажам родников 13,8 тыс.м^3/сут. (В);
- Южному (техническое водоснабжение) 70 тыс. м ^{3}/сут. (А+В);
- Чмийскому перспективному участку 80 тыс.м^3/сут. (C_1).

Несмотря на столь благоприятные природные условия, Орджоникидзевское месторождение является весьма уязвимым с экологической точки зрения. Это проявляется, во-первых, в том, что подземные воды слабо защищены от загрязнения, и во-вторых, условия эксплуатации водозаборов носят сезонный характер. В меженный период используются весьма ограниченные, т.н. «ёмкостные» запасы воды. В паводковый период они восполняются за счёт речных вод Терека. Эксплуатация водоносного горизонта в таком режиме опасна тем, что в паводковый период тонкий, твёрдый материал, попадая вместе с водой в водоносный горизонт, «забивая» поровое пространство, ухудшает условия восполнения запасов. Этот процесс, который называется кольматацией, настолько опасен, что может привести к полной деградации месторождения [2].

На территории Редантского и Балтинского площадных водозаборов работают постоянно в круглосуточном режиме соответственно 56-60 и 20 скважин. При эксплуатации наруше-

на расчетная схема водозабора. Вместо линейного ряда, предложенного ГКЗ, сооружен водозабор площадного типа. Кроме того, в створе Редантского водозабора, на правобережье р. Терек эксплуатируются 3 скважины Чернореченского водозабора и севернее 9 скважин технического водоснабжения участка «Южный».

Фактическая добыча подземных вод на Редантском водозаборе на протяжение не менее чем 25 лет, значительно превышала утвержденные эксплуатационные запасы.

Водозабор работает в условиях круглогодичного отрыва уровня грунтовых вод от реки. Частичное восполнение запасов происходит за счет несанкционированной, интенсивной подпитки водоносного горизонта водами р. Терек, направляемыми по каналам на площадь водозабора, где вода распределяется в соответствии с формой рельефа.

На Балтинском водозаборе, как и на Редантском, существенное влияние на режим подземных вод оказывает искусственная подпитка. Таким образом, при наличии дополнительного искусственного питания за счет подпитки водами р. Терек четкая зависимость уровня грунтовых вод от климатических условий года не определяется.

Сроки наступления минимальных и максимальных уровней грунтовых вод Орджоникидзевского МППВ также определяются, в основном, режимом подпитки. Так в разрезе года минимальные (наинизшие) уровни фиксировались в конце ноября, до начала осуществления подпитки. После включения подпитки до середины февраля отмечается некоторый подъем уровня в условиях искусственного восполнения запасов. Однако в марте уровни начинают снижаться, несмотря на подпитку водоносного горизонта, и в конце апреля отмечаются минимальные уровни. В мае начинается сезонный естественный подъем уровней. Подпитку в начале мая отключают по причине увеличения мутности воды в р. Терек, служащей источником инфильтрационной подпитки эксплуатационного горизонта и из-за естественного сезонного подъема уровней подземных вод.

В 2018 г. максимальные (наивысшие) уровни отмечены в основном в августе, минимальные уровни – в ноябре (при отсутствии подпитки).

Очевидно, что приведенная гидродинамическая характеристика обусловлена целым рядом взаимовлияющих факторов, как природного, так и техногенного характера. Водозаборные скважины не оборудованы пьезометрами и водомерами. Отсутствие фактических данных о расходе водозабора делает невозможным оценить истинное гидродинамическое состояние месторождения (рис. 1,2).

В связи с вышеперечисленными нарушениями произошли существенные негативные изменения гидродинамического состояния продуктивного аллювиального водоносного горизонта.

Нарушены естественные гидрогеологические граничные условия на границе река – водоносный горизонт. Если в 1962-1966 гг. водозабор работал в условиях подпёртого режима фильтрации, то есть уровенные поверхности речных вод Терека и грунтовых вод в любое время года были сомкнутыми (на границе река – пласт условие было: h=const), то в 1974-1975 гг. наметился отрыв уровня грунтовых вод от ложа реки до 4 м, а в 1984 г. 7-8 м. В настоящее время этот отрыв в меженный период по предварительным данным составляет не менее 14 м. Данный процесс возможен при превышении водоотбора над

утверждёнными запасами, а также при более интенсивных, чем предполагалось процессах кольматации русловых отложений. В результате этого, не происходит предполагавшегося полного восполнения емкостных запасов водоносного горизонта, а пропускная способность русловых отложений не обеспечивает современного дебита водозабора.

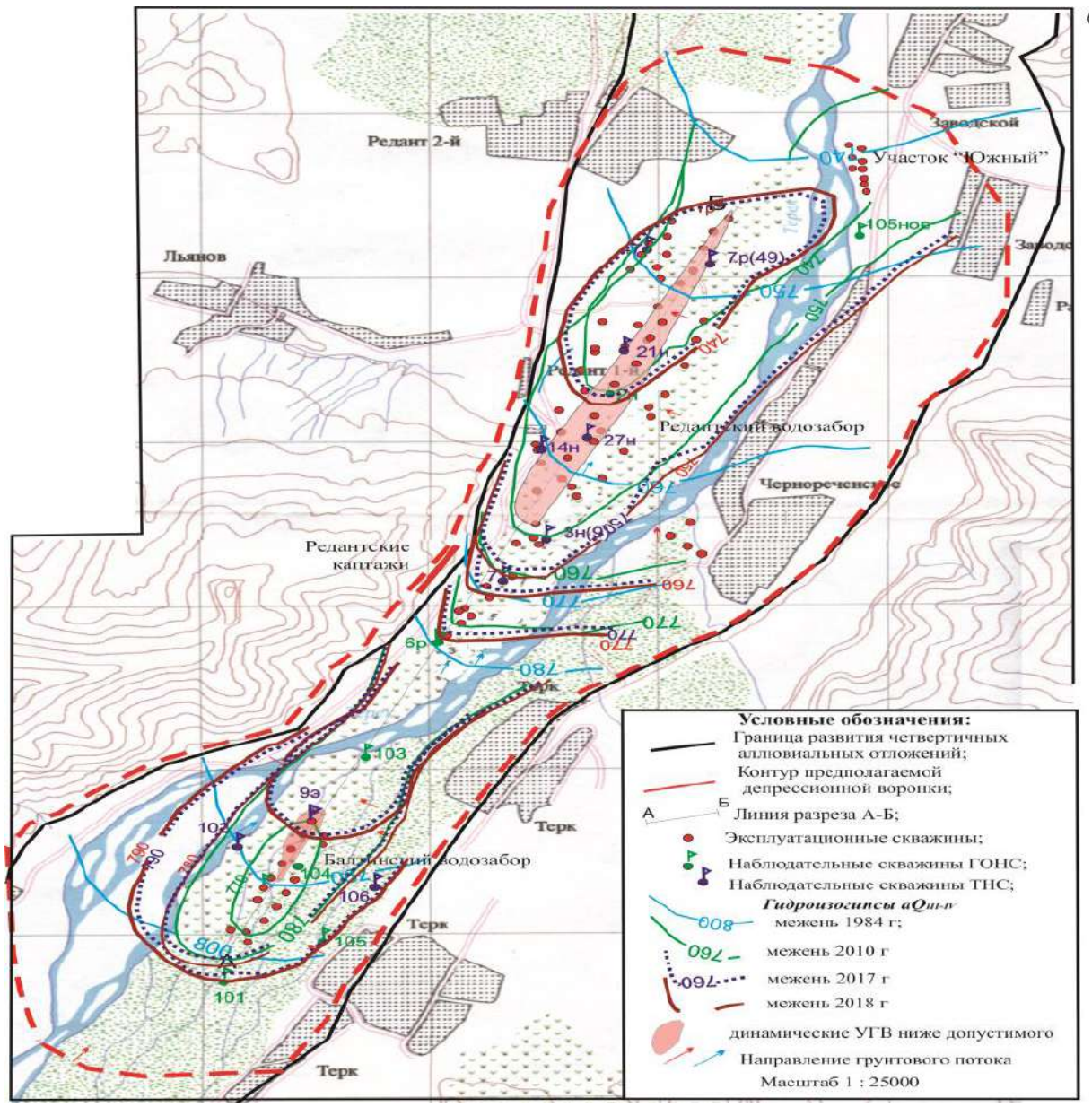


Рис. 1. Схема развития депрессионной воронки на Орджоникидзевском МППВ

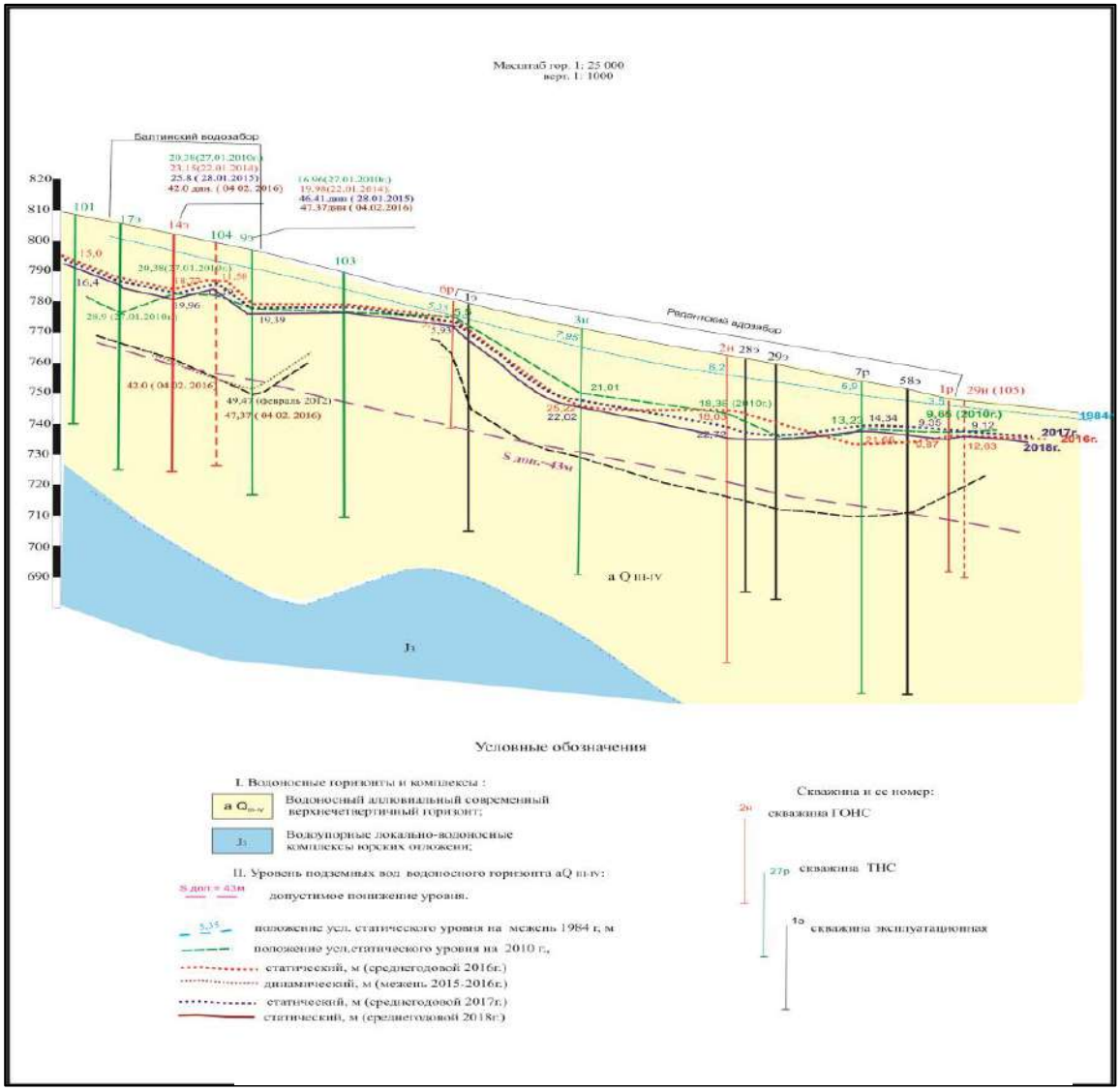


Рис. 2. Гидродинамический профиль по линии А-Б Редантского и Балтинского водозаборов

В результате описанных процессов происходит увеличение темпа роста понижений, нарушение установившегося режима фильтрации и разрастание депрессионной поверхности по площади водоносного горизонта. В результате при суммарном объеме водоотбора на протяжении ряда лет свыше утвержденных эксплуатационных запасов подземных вод депрессионная воронка достигла бортов долины, что сказалось на функционировании Редантских родников (часть родникового стока перехватывается работой скважинного водозабора). Не исключена возможность (при резком снижении питания поверхностными водами из русла р.Терек) подтягивания загрязнённых подземных вод со всей площади распространения рыхлых четвертичных аллювиальных отложений.

Об истощении эксплуатационного водоносного горизонта свидетельствуют результаты приближённого анализа удельных гидрогеологических показателей, таких как, снижение приведённого удельного дебита ($\overline{q}$) и увеличение приведённого удельного понижения ($\overline{S}$).

Так, фактическое значение приведённого удельного дебита водозабора, эксплуатирующегося с суммарным расходом не менее 210 тыс. м^3/сут, составляет $q_ф$= 5,9 тыс. м^3/сут., что ниже расчётного ($q_р$ =7,5 тыс. м^3/сут.), полученного при подсчёте запасов (Q = 210 тыс. м^3/сут.). Увеличение одного из важнейших показателей стабильной работы водозабора – удельного понижения ($\overline{S} = S/Q$) также свидетельствует о неадекватном водоотбору снижении уровня. Эти показатели указывают на то, что эксплуатационная кольматация водовмещающих пород приобрела глубинный характер.

В определенные сезоны года уровни грунтовых вод достигают отметок в наиболее нагруженных частях Редантского и Балтинского водозаборов ниже допустимых значений ($S_{доп}$ = 43 м), достигая отметок 45-49 м, что свидетельствует о сработке запасов подземных вод.

Положение уровней грунтовых вод напрямую связано с объемами поверхностных вод р. Терек запускаемых на водозаборы в меженный период года (с октября по май).

На протяжении ряда лет водозаборы работают только благодаря инфильтрационной подпитке эксплуатационного водоносного горизонта водами р. Терек, за счет чего идет частичное искусственное восполнение запасов. Несмотря на то, что инфильтрационная подпитка осуществляется с нарушением технологии, без утвержденной технологической схемы, если водоносный горизонт сейчас лишить этого дополнительного питания в меженный период, водозаборы с большой долей вероятности выйдут из строя.

Итак, анализ многолетнего мониторинга дает основания утверждать, что гидрогеологические условия месторождения в настоящее время существенно отличаются от условий, для которых были утверждены запасы подземных вод в 1985 г.

Последующая эксплуатация Орджоникидзевского месторождение подземных вод в существующем режиме может привести к полной потере месторождения – основного источника хозяйственно-питьевого водоснабжения г. Владикавказа.

Для сохранения месторождения необходимо снизить эксплуатационную нагрузку на продуктивный водоносный горизонт. Для этого необходимо изыскать альтернативные или дополнительные защищенные от загрязнения с поверхности источники питьевого водоснабжения г. Владикавказа.

Альтернативных источников питьевого водоснабжения г. Владикавказа, которые бы полностью смогли заменить Орджоникидзевское месторождение, нет. Однако следует предусмотреть варианты использования дополнительного источника водоснабжения города Владикавказа, как в случае возможного снижения объемов водоснабжения из Орджоникидзевского месторождении пресных подземных вод, так и с целью разгрузки Орджоникидзевского месторождении пресных подземных вод и значительной экономии электроэнергии [3].

Для сохранения от истощения уникального Орджоникидзевского месторождения пресных подземных вод предлагается изучение дополнительных источников хозяйственно-питьевого водоснабжения г. Владикавказа. Предлагаемый к изучению участок располагается

в междуречье Терек – Камбилеевка. Целесообразность изучения данной площади с целью изыскания источника питьевого водоснабжения г. Владикавказа, который позволил бы разгрузить эксплуатируемое для водоснабжения города Орджоникидзевское месторождение пресных подземных вод, обусловлена результатами обработки фондовых материалов и буровых работ. В 80-е годы прошлого столетия на данной площади были пробурены 3 картировочные скважины глубиной 100-200 м. В результате бурения из скважин был получен довольно высокодебитный самоизлив пресных вод, по качеству удовлетворяющих требованиям, предъявляемым к воде питьевого назначения.

По данным полного химического анализа воды из пробуренных скважин, проведенного ЦИЛ «Кавказгеолсъемка», вода гидрокарбонатная магниево-кальциевая с минерализацией 0,3 мг/дм^3, общей жесткостью 2,8 мг-экв. Органолептические, микробиологические и радиологические показатели соответствуют нормативным требованиям.

Таким образом, вскрытый скважинами водоносный горизонт верхнемеловых отложений может быть рассмотрен в качестве источника питьевого водоснабжения г.Владикавказа, который позволит снять нагрузку с Орджоникидзевского месторождения пресных подземных вод. Кроме того, дополнительным приоритетом здесь является расположение участка (расстояние до магистрального водовода, идущего с водозаборных участков Орджоникидзевского месторождения в г.Владикавказ, от западной границы участка составляет порядка полутора километров), благодаря которому возможна подача воды в водопроводную систему города в самотечном режиме без затрат электроэнергии.

Литература

1. Гиоев В.М. и др. Отчет о результатах детальной разведки Орджоникидзевского месторождения пресных подземных вод // Геолфонды. 1984. .

2. Бунков Ю.Д., Грунина Т.В. Отчет о результатах работ «Ведение наблюдений на пунктах наблюдательной сети за опасными геологическими процессами и подземными водами, камеральная обработка и подготовка материалов для оценки состояния недр территории Республики Северная Осетия-Алания» за 2018 год.

3. Обоснование объекта включения в «Перечень объектов государственного заказа Федерального агентства по недропользованию по воспроизводству минерально-сырьевой базы подземных вод на 2020 год».

УДК 504.75

КОРРЕЛЯЦИОННЫЕ ВЗАИМОСВЯЗИ В ЗАБОЛЕВАЕМОСТИ ОНКОЛОГИЕЙ В ГОРНОДОБЫВАЮЩЕМ РЕГИОНЕ

Заалишвили В.Б., Бурдзиева О.Г., Закс Т.В., Кануков А.С.

ГФИ ВНЦ РАН, Владикавказ, Россия

Аннотация. Проведены исследования влияния негативных факторов внешней среды на заболеваемость населения урбанизированной территорий г. Владикавказа и Алагирского района. Установлена корреляционная взаимосвязь между количеством случаев возникновения новообразований и возрастной группой онкобольных. Получена зависимость проявления онкозаболеваний от возрастной группы, которая с высокой степенью точности позволяет оценить их количество по разным возрастным группам в зависимости от общего количества заболевших.

Антропогенное загрязнение окружающей среды оказывает отчётливое воздействие на здоровье населения. Неуклонный рост поступлений токсических веществ в окружающую среду, прежде всего, отражаются на здоровье населения. В условиях гористого рельефа проблема еще более обостряется из-за ограниченности и замкнутости пространства [1]. Влияние горного производства многократно усиливается в специфических условиях горных регионов Кавказа [2]. В горной Осетии кустарные добыча и переработка руд ведутся с древних времен. В начале 20 столетия было основано производство в г. Алагире. Садонские рудники почти полностью удовлетворяли потребности России в свинце, а затем и в цинке. Здесь накоплено большое количество хвостов горной добычи и переработки, что определяет образование вторичных ореолов рассеяния в пределах предприятий и их окрестностей. Изучение загрязнения окружающей среды является актуальной проблемой, требующей комплексного подхода к разработке методов ее реабилитации.

Размещаемые в стесненных условиях отходы добычи и переработки создают экологически напряженную обстановку в регионах и способствуют деградации природной среды. Экологическая емкость биосферы горных систем по сравнению с равнинными территориями ограничена, поэтому техногенное вмешательство в систему горных ландшафтов требует взвешенного подхода [4].

Необходимо также отметить, что источниками рисков являются практически все виды природных явлений и процессов геологического, гидрогеологического и метеорологического характера. Одними из наиболее опасных природных явлений в условиях гористого рельефа являются землетрясения [3]. Помимо своего прямого разрушительного воздействия, землетрясение может стать причиной экологической катастрофы на территориях, где расположены промышленные предприятия производящие или перерабатывающие опасные химические вещества.

Маркером экологического неблагополучия является заболеваемость населения злокачественными заболеваниями. Проведённые нами исследования влияния негативных факто-

ров внешней среды на заболеваемость населения урбанизированной территорий г. Владикавказа и Алагирского района выявили взаимосвязь этих факторов и состояние здоровья населения.

В связи этим, нами из поликлиник №№ 1, 3, 4, 5, 7 был отобран материал по заболеваемости населения злокачественными образованиями по различным районам г. Владикавказа.

Для обработки и последующего анализа полученных данных была разработана специальная база данных (рис. 1) [5]. Формирующие параметры базы включали местожительство, пол, возраст больного, локализация поражения тела больного (головной мозг, гортань, желудок, женские половые органы, щитовидная железа, кишечник, кожа, кости, кровь, легкие, лимфоузлы, лицо, молочная железа, мужские половые органы, печень, почки, предстательная железа), всего 17 наименований (Ф.И.О. больных по этическим соображениям в первичные данные не включены). Больные были разделены на несколько групп по возрасту до 20лет, 20-29 лет, 30-39 лет, 40-49 лет, 50-59 лет, 60-69 лет и 70 лет и старше.

Полученные данные накладывались на цифровую карту-схему застройки территории города. Другими словами, в ГИС-технологиях на карту – схему города наносились места проживания (улицы, корпуса, их номера) больных, таким образом, прямо формируя распределение заболеваемости злокачественными образованиями по площади города (рис. 2).

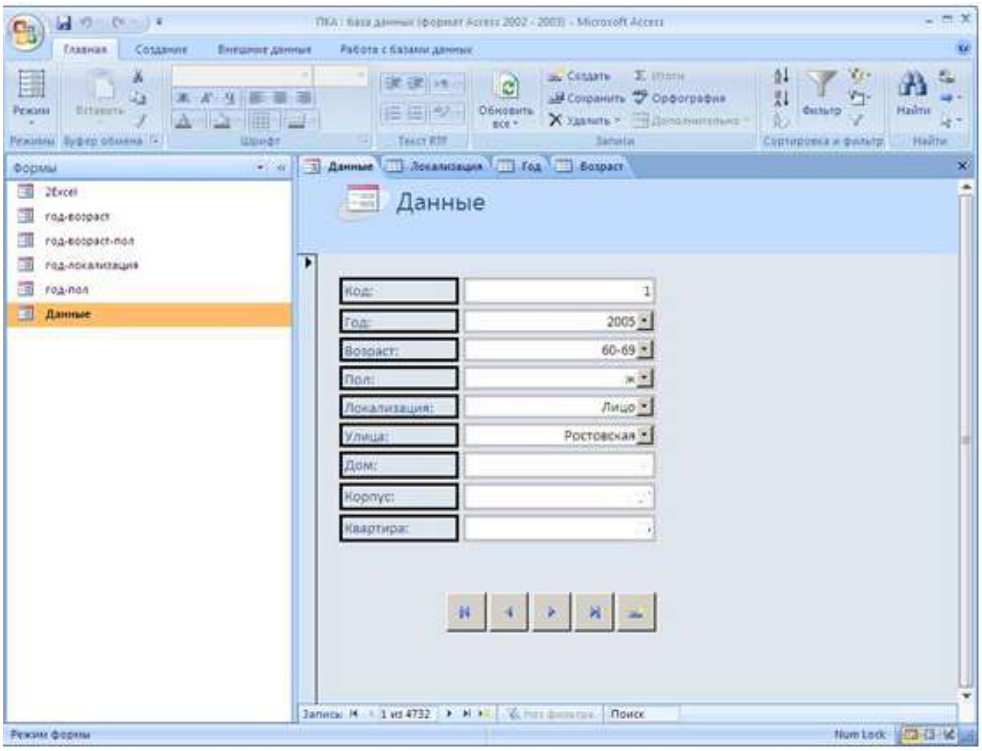


Рис. 1. Диалоговое окно базы данных заболеваемости населения злокачественными образованиями на территории г. Владикавказа

Для изучения возможной корреляции между количеством случаев возникновения новообразований и возрастной группой нами была составлена таблица по числу случаев онкозаболеваний взрослого населения г. Владикавказа в зависимости от возрастной группы за период с 2005 по 2010 годы по границам обслуживания поликлиник.

Суммируя данные, представленные в таблице 1, получим общее число случаев онкозаболеваемости по границам обслуживания поликлиник (табл. 2). Используя среднее значение числа случаев онкозаболеваний по поликлиникам и построив график зависимости процента заболевших от возрастной группы, методом наименьших квадратов получен вид аппроксимирующей кривой (рис. 3). Данный вид кривой имеет чётко выраженную квадратичную форму, что было учтено при её построении. Учитывая столь высокое значение величины достоверности аппроксимации R^2=0,989, можно заключить, что полученное уравнение очень точно описывает данную зависимость.

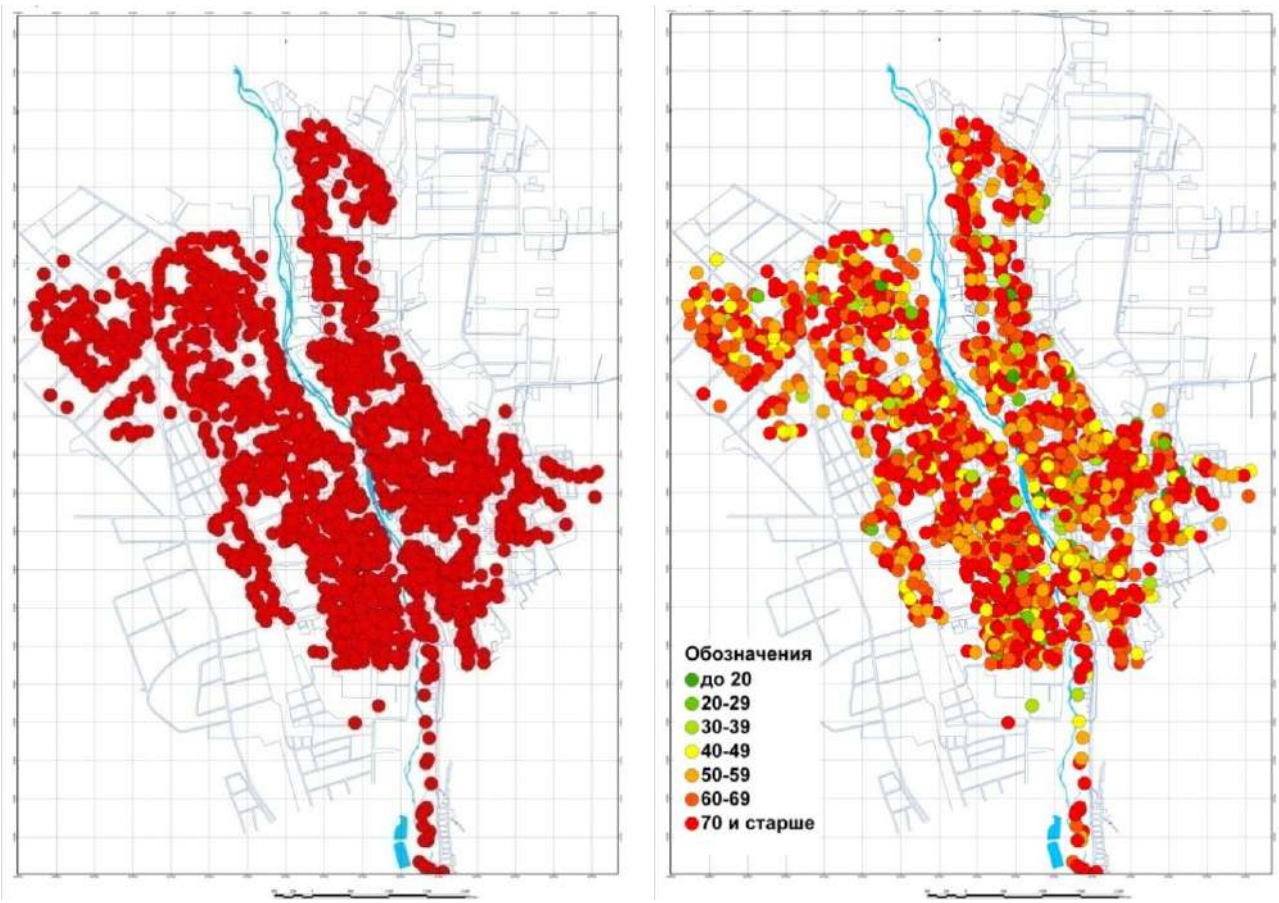


Рис. 2. Распределение заболеваемости злокачественными образованиями по площади города и распределение числа заболеваемости в зависимости от возрастной группы

Таблица 1

Число случаев онкозаболеваний в зависимости от возрастной группы за разные годы по границам обслуживания поликлиник

Год	Поликлиника	Общее количество случаев	Число случаев онкозаболеваний в различных возрастных группах					
			20-29	30-39	40-49	50-59	60-69	70 и с тарше
2005	1	328	10	13	40	46	98	121
	3	66	3	1	7	15	10	30
	4	295	5	7	20	48	65	149
	5	118	3	3	15	17	32	48
	7	205	5	7	20	54	55	64
2006	1	328	9	7	43	63	77	129
	3	58	1	4	4	12	19	18
	4	291	3	5	21	49	56	157
	5	121	1	7	9	20	38	45
	7	141	6	3	23	39	41	29
2007	1	288	6	9	36	44	65	128
	3	68	2	0	3	12	17	34
	4	254	2	6	15	41	60	130
	5	131	1	6	11	23	31	59
	7	169	2	8	16	42	45	56
2008	1	303	3	9	31	66	69	125
	3	113	1	1	7	27	29	48
	4	245	4	4	18	47	37	135
	5	124	2	2	13	21	38	48
	7	199	6	8	20	45	69	51
2009	1	284	4	7	29	58	67	119
	3	100	1	1	10	21	17	50
	4	287	5	6	16	50	68	142
	5	109	2	4	5	15	29	54
	7	146	3	4	12	30	44	53
2010	1	312	5	12	38	58	63	136
	3	78	0	3	3	15	17	40
	4	289	4	13	31	59	42	138
	5	134	2	4	12	24	29	62
	7	177	2	7	22	24	53	69

Таблица 2.

Зависимость числа случаев онкозаболеваний от возрастных групп

Номер поликлиники	Число случаев онкозаболеваний в различных возрастных группах						
	Общее число	18-29	30-39	40-49	50-59	60-69	70 и старше
1	1843	37	57	217	335	439	758
3	483	8	10	34	102	109	220
4	1661	23	41	121	294	328	851
5	737	11	26	65	120	197	316
7	1045	25	37	113	236	311	323

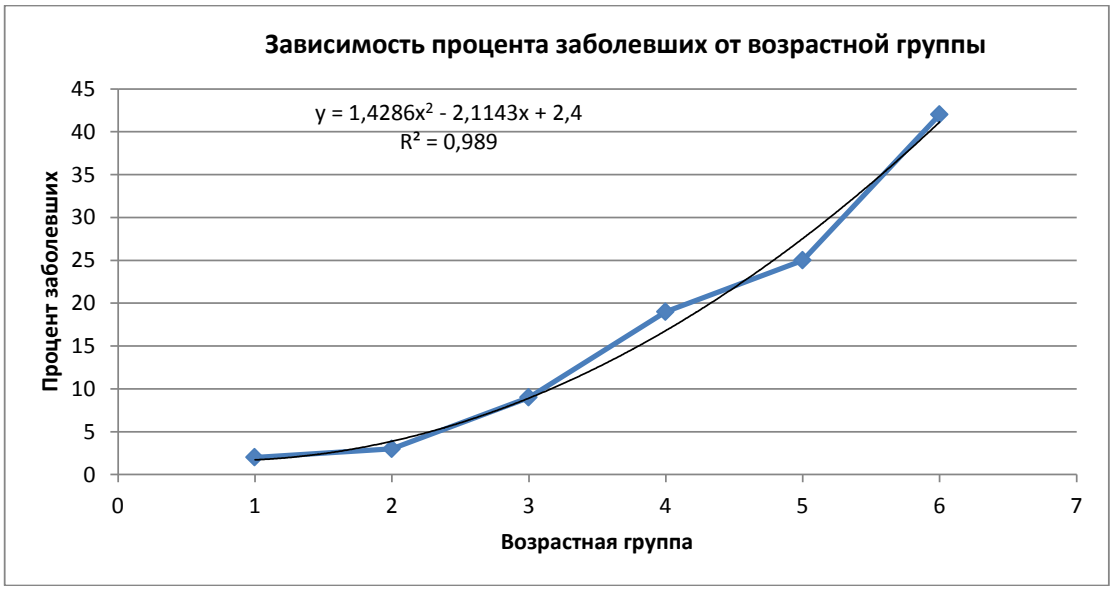


Рис. 3. Зависимость процента заболевших от возрастной группы.

Согласно приведенному уравнению было рассчитано процентное соотношение между различными возрастными группами (табл. 3).

Таблица 3

Процент заболеваний от общего числа случаев

Номер группы	Группа	% от общего числа заболеваний
1	18-29	2
2	30-39	3
3	40-49	9
4	50-59	19
5	60-69	25
6	70 и старше	42

Используя таблицу 3, были рассчитаны прогнозные значения распределения числа случаев онкозаболеваний в зависимости от возрастной группы (табл. 4).

Таблица 4

Зависимость прогнозного числа случаев онкозаболеваний от возрастных групп

Номер поликлиники	Прогнозные значения числа случаев онкозаболеваний						
	Общее число	18-29	30-39	40-49	50-59	60-69	70 и старше
1	1843	37	55	166	350	461	774
3	483	10	14	43	92	121	203
4	1661	33	50	149	316	415	698
5	737	15	22	66	140	184	310
7	1045	21	31	94	199	261	439

Сравнивая данные таблиц 2 и 3 можно сделать вывод, что установленная зависимость процента заболевших от их возрастной группы с высокой степенью точности позволяет определить число проявлений онкозаболеваний по разным возрастным группам в зависимости от общего количества заболевших. Кроме того, использование указанной зависимости позволяет прогнозировать число онкобольных в других возрастных группах и количество общего числа заболевших, основываясь на информации о заболеваемости только в одной возрастной группе, при этом точность возрастает при использовании значений для старших возрастных групп.

Для проверки полученной зависимости и установления распределения онкозаболеваний между возрастными группами была изучена онкозаболеваемость населения на территории Алагирского района. Необходимо отметить, что в период с 1976 года по настоящее время на территории Алагирского района наблюдается отчетливая тенденция стремительного роста указанной заболеваемости. Процесс хорошо описывается экспоненциальной функцией с высоким значением величины достоверности аппроксимации R^2=0,865 (рис. 4).

С помощью установленной зависимости было рассчитано ожидаемое число случаев онкозаболеваний для г. Алагир и проведено сопоставление с фактическими данными (табл. 5). Хорошо видно, что различие между реальными и расчетными значениями не превышает 3% от общего количества онкобольных.

Рис. 4. Число заболевших жителей города Алагир в различные годы

Таблица 5

Зависимость числа случаев онкозаболеваний от возрастных групп для г. Алагир

Общее число	18-29	30-39	40-49	50-59	60-69	70 и старше
Число случаев онкозаболеваний в различных возрастных группах						
352	12	21	37	56	86	140
Прогнозное число случаев онкозаболеваний в различных возрастных группах						
352	7	11	32	67	88	148

Для более детального изучения полученного распределения случаев онкозаболеваемости по возрастным категориям были проанализированы аналогичные данные для Чеченской Республики [6]. В возрастных группах 20-29, 30-39, 40-49 и 50-59 закономерность носит тот же характер, что и для республики Северная Осетия – Алания. Для старших возрастных групп требуется дальнейшее изучение.

Выводы

1. Для обработки и последующего анализа полученных данных по онкозаболеваемости населения, проживающего в регионе с интенсивной горнодобывающей деятельностью, была разработана специальная база данных.

2. Изучено появление новообразований у населения г. Владикавказа и Алагирского района за период с 2005 по 2010 годы.

3. Методом наименьших квадратов получена функциональная зависимость процента заболевших от возрастной группы, с величиной достоверности аппроксимации R^2=0,989.

4. С помощью установленной зависимости было рассчитано ожидаемое число случаев онкозаболеваний для г. Алагир и проведено сопоставление с фактическими данными. Хорошо видно, что различие между реальными и расчетными значениями не превышает 3% от общего количества онкобольных.

5. Для более детального изучения полученного распределения случаев онкозаболеваемости по возрастным категориям были проанализированы аналогичные данные для Чеченской Республики. В возрастных группах 20-29, 30-39, 40-49 и 50-59 закономерность носит тот же характер, что и для республики Северная Осетия – Алания. Для старших возрастных групп требуется дальнейшее изучение.

Литература

1. Бериев О.Г., Заалишвили В.Б., Закс Т.В. Медико-экогеофизический мониторинг урбанизированной горной территории. // Труды VII Международной научной конференции «Устойчивое развитие горных территорий в условиях глобальных изменений». Владикавказ, 2010. 56 с.

2. Бурдзиева О.Г., Заалишвили В.Б., Бериев О.Г., Кануков А.С., Майсурадзе М.В. Влияние горнодобывающей деятельности на загрязнение окружающей среды. // Геология и геофизика Юга России. 2014. Т. 2, №4. С. 8-13.

3. Бурдзиева О.Г., Заалишвили В.Б., Бериев О.Г., Закс Т.В., Кануков А.С. Об экологических аспектах современной урбанизированной территории при сильных землетрясениях. // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. 2012. № 3. С. 62-67.

4. Бурдзиева О.Г., Шевченко Е.В. Эколого-экономические аспекты хранения отходов горного производства. // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2010. №8. С. 37-42.

5. Заалишвили В.Б., Бериев О.Г., Бурдзиева О.Г., Закс Т.В., Кануков А.С. Онкозаболеваемость населения г. Владикавказа и его взаимосязь с различными факторами // Геология и геофизика Юга России. 2013. №3 С. 29-38.

6. Burdzieva O.G., Zaalishvili V.B., Aiskhanov S.K., Kanukov A.S., Margoshvili M.T., Yakhikhazhiev S.K. Environmental state of North Caucasus region, caused by mining activities // Proceedings of the VIII Science and Technology Conference “Contemporary Issues of Geology, Geophysics and Geo-ecology of the North Caucasus” (CIGGG 2018) Cep. “Advances in Engineering Research” 2019. P. 50-56.

УДК 504.058

ОПОЛЗНЕВЫЕ ПРОЦЕССЫ В ГОРНОМ КЛАСТЕРЕ РАЗМЕЩЕНИЯ И СОВРЕМЕННОЙ ЭКСПЛУАТАЦИИ ОБЪЕКТОВ ЗИМНИХ ОЛИМПИЙСКИХ ИГР 2014 (СОЧИ, КРАСНАЯ ПОЛЯНА)

Зуб О.Н.

КубГУ, Краснодар, Россия

Объекты горного кластера, создавались при подготовке России к XXII Зимним Олимпийским играм 2014 года на территории Краснополянского поселкового округа (Адлерский район города Сочи) и Сочинского национального парка (среднегорья и высокогорья южных склонов Западного Кавказа). К ним относятся биатлонный комплекс на территории хребта Псекахо (в составе комплекса «Газпром»), а также комплексы, созданные на северных склонах хребта Аибга: санно-бобслейный (на территории «Альпика – Сервис»), трамплинный комплекс «Русские горки» на северных склонах горного массива Аибги. Основные объекты инфраструктуры – дороги, ЛЭП и газопроводы – проложены от берега Черного моря к территории горного кластера.

Результаты предварительных инженерных изысканий, проведенных специалистами Лаборатории инженерной геодинамики и обоснования инженерной защиты территорий геологического факультета МГУ и ООО «Инжзащита», а также данные геологических исследований описываемой территории, приведенные в отчетах геологических экспедиций [1] и работах Осипова [2], свидетельствуют о том, что строительство всех объектов производилось в сложных природных условиях. Для территории характерно проявление опасных природных геологических процессов, таких как оползни, сели, обвалы и интенсивные эрозионные процессы. Кроме того, район строительства относится к районам с высокой сейсмичностью. В данном докладе представлены материалы, характеризующие проявление оползневых процессов, и непосредственно связанных с ними селевых потоков. Особенности проявления оползневых процессов определяются характерными чертами геологического строения территории, составом горных пород, слагающих основные формы рельефа, современными тектоническими процессами и антропогенным воздействием на природные ландшафты. Каждый из названных факторов способствует проявлению оползневых процессов, но выявление основного «спускового» фактора, позволяет определить возможности их предупреждения.

Основные спортивные объекты и жилые строения комплексов горного кластера расположены на северных склонах хребта Аибга. Хребет представляет собой часть пояса Передовых хребтов южного склона западной части Кавказа (Ачишхо и Аибга), параллельных Главному Водораздельному хребту (представленному в описываемом районе хребтами Псеашхо и Аишхо), и отделенных от него продольным понижением долины реки Мзымты и ее притоков (Ачипсе и Пслуха). Основные особенности рельефа определяются геологическим строением хребта. Предвершинные гребни сложены плотными глинистыми известняками верхнеюрского возраста. Северные склоны гребней представлены крутыми обрывами, с уклонами более 60°, обрывающимися в сторону четко выраженных цирков и каров, выработанных древними ледниками в слоях среднеюрских сланцев, залегающих под известняками. Серые сланцы с характерным шелковистым отливом и прослойками углистых сланцев, при выветривании распадаются на щепковидные обломки. В цирках на тонком слое почв сформировались

альпийские луга и заросли кавказских рододендронов, а чуть ниже буковое и рябиновое криволесье. Плотные дерновины альпийских лугов предохраняют склоны от эрозионных и оползневых процессов.

Под сланцами залегают вулканогенные породы свиты байоса (среднеюрского возраста), представленные разнообразными по плотности и особенностям выветривания горными породами [1]. Плотные породы формируют скальные выходы и при выветривании образуют крупные осыпи. Менее плотные распадаются на мелкие обломки. Сочетание рыхлых отложений и плотных водоупорных подстилающих коренных пород, а также значительная крутизна склонов, способствуют неустойчивости равновесия склонов. Важную роль в развитии оползневых процессов играют климатические особенности территории. Климат территории умеренный горно-морской, влажный, количество осадков колеблется от 1300 мм в засушливые до 2500 мм во влажные годы. Характерны обильные ливни. Высота снежного покрова, который устанавливается в горах с сентября, а у подножия в январе, достигает в высокогорье 3м, а в отдельные годы 8-11 метров. При условиях сильного переувлажнения и, как следствие, утяжеления, рыхлые массы легко соскальзывают по плотным водоупорным подстилающим породам, формируя неровный волнообразный типично оползневой рельеф. Склоны прорезаны глубокими ложбинами небольших ручьев. Большие уклоны, в десятки раз возрастающие расходы воды во время сильных ливней и таяния снега позволяют даже временным водным потокам прорезать склоны до коренных пород, образовывать глубокие ложбины с крутыми, подверженными оползням и сходам селевых потоков бортами (рис. 1). Попадая на выходы плотных магматических пород, вода формирует крутые уступы и скальные выходы.

Рис. 1. Долина одного из безымянных ручьев в лесной зоне Аибги (выше трамплинного комплекса), 2017 г.[1]

Сохранению равновесия склонов способствует густой растительный покров. С высоты 1800 до 1500 метров, на северных склонах Аибги располагается узкий пояс пихтового леса, а еще ниже по склонам – букового. С высоты 900 м над уровнем моря и до подножий склоны покрывают колхидские реликтовые леса с вечнозеленым подлеском. Густая древесная растительность с мощной корневой системой сдерживает развитие оползней.

Таким образом, состав горных пород, особенности климата и высокая сейсмичность территории способствует образованию оползней, а растительность сдерживает их возникновение. По результатам исследований, проведенных специалистами ООО «Инжзащита» около 40 % территории

[1] Фотография автора

строительства поражено оползнями. В основном это достаточно древние оползни, находящиеся в состоянии неустойчивого равновесия. С учетом результатов исследований, строительство объектов на описываемой территории было рекомендовано проводить с соблюдения правил, предписываемых нормативными документами по строительству объектов в оползневых районах [4].

Оценка состояния территории на основе анализа архивных снимков сайта Google Earth на момент строительства объектов в 2013 году (рис. 2) свидетельствует о нарушениях растительного покрова, подрезке склонов и активации оползневых процессов.

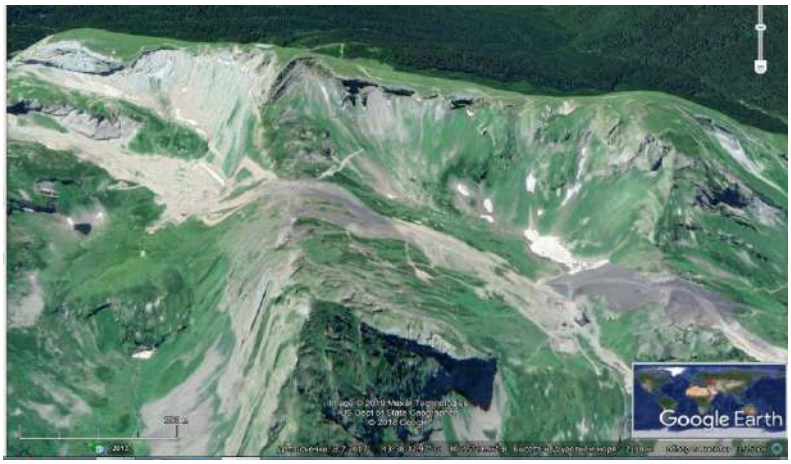


Рис. 2. Верхняя зона горнолыжного комплекса «Горной Карусели», 2013 г.[2]

В настоящее время залужения трасс не произведено, естественная растительность не восстанавливается. Темноцветные сильно метаморфизированные сланцы формируют мелкую осыпь. Противоэрозионные мероприятия ограничились созданием поперечных канав на крутом спуске в цирк (рис. 3).

Рис. 3. Хребет Аибга. Канатная дорога ГЛК «Горная карусель». 2017 г.[3]

[2] Архивный снимок 2013 года с сайта Google Earth

[3] Канатная дорога в Цирке 2. Koljuchij.livejournal.com

Активные оползни стали развиваться вдоль прокладываемых дорог. Один из наиболее крупных сформировался в 2017 году (рис. 4). Техническая дорога прокладывалась серпантином по с-з склону Аибги. Подрезание крутого (около 40°), покрытого буковым лесом склона вызвало катастрофически быстрый сход грунта (в котором погиб сотрудник горноспасательной службы ГЛК). В настоящее время оползень активно развивается, оголяя северо-западный склон Аибги (рис. 4).

Рис. 4. Активный оползень на северо-западном склоне Аибги, 2018 г.[4]

На территории выше грунтовой дороги, идущей от горнолыжных трасс фирмы «Альпика – Сервис» к «Роза Хутору», активизировался древний оползень общей площадью 0,3 га (глубина захвата 12-15 м), с хорошо выраженными границами, трещинами отрыва и уступами. Общий объем массы оползня по глазомерным оценкам составляет приблизительно 500-600 тыс. куб метров. В настоящее время оползень сходит частями, рождая селевые потоки по руслу ручья Сулимовского (рис. 5).

[4] Архивный снимок оползня, 2017 год. С сайта Google Earth и фото автора

Рис. 5. Сель на территории ГЛК «Роза Хутор», 24 июня 2019 г.[5]

Выбор расположения части объектов вызывает сомнения в его целесообразности. Так, например, комплекс трамплинов создан непосредственно на крупном древнем оползне, тело которого буквально пропитано выходами небольших источников грунтовых вод, перекрытых оползнем. Кроме того, задолго до начала строительства, с площади, гораздо более обширной, чем территория трамплинного комплекса, был полностью снят лес. Оползание грунта активизировалось еще до начала установки конструкций (рис. 6).

Рис. 6. Участок, подготовленный для строительства трамплинов «Русские горки», 2011[6]

[5] Фото К. Бредникова – пресс-служба МУП «Сочиводоканал». https://www.kavkaz-uzel.eu/articles/337057/

[6] Фото автора

Была отмечена задержка во времени проведения работ по предотвращению активизации оползней. Трамплины были готовы к проведению соревнования, а противооползневые сооружения созданы гораздо позже (рис. 7).

Рис. 7. Территория комплекса трамплинов. 2013 г[7].

В настоящее время продолжается развитие горнолыжных комплексов. Количество трасс и дорог значительно увеличилось. Часть трасс выведена на южные склоны Аибги (рис. 8).

Рис. 8. Современное размещение ГЛК на склонах Аибги. Июль 2019 года[8]

[7] Комплекс трамплинов «Русские горки» http://static.esosedi.org//fiber/106324/fit/1400x1000/kompleks_tramplinov_russkie_gorki.png

[8] Карта с сайта Google Earth. Июль 2019 г.

Изучение материалов исследования и анализ современного состояния склонов, позволяют сделать вывод о том, что для территории горного кластера олимпийских объектов XXII Зимних Олимпийских игр, которая в настоящее время эксплуатируется как рекреационная, характерно широкое распространение оползней. Развитию оползневых процессов способствуют природные особенности территории, а также особенности хозяйственного освоения. При этом антропогенный фактор в настоящее время играет ключевую роль.

Литература

1. Отчет по инженерно-гидрометеорологическим изысканиям на объекте ГЛК «Роза Хутор», расположенном на земельном участке по адресу: г. Сочи, Адлерский р-н, с. Эсто-Садок. ООО «Инжзащита», 2009.

2. Осипов В.И, Мамаев Ю.А., Ястребов А.А. Оценка и ранжирование по степени оползневой опасности участков строительства олимпийских объектов XXII Зимних Олимпийских игр в Сочи // Геоэкология. Инженерная экология. Гидроэкология. Геокриология. 2013. №6. С. 530-537.

3. Рябов С.А. Широкоухова Н.С. Экологические последствия проведения XXII Зимних Олимпийских игр в Сочи // актуальные проблемы права: материалы межд. конф. (г. Москва, ноябрь 2015г.) М.: Буки-Веди, 2015.

4. СНиП 22-02-2003. Инженерная защита территорий, зданий и сооружений от опасных геологических процессов. Основные положения.

УДК 504.75

ЗАГРЯЗНЕНИЕ УРБАНИЗИРОВАННЫХ ТЕРРИТОРИЙ АВТОМОБИЛЬНЫМ ТРАНСПОРТОМ НА ПРИМЕРЕ РЕСПУБЛИКИ СЕВЕРНАЯ ОСЕТИЯ – АЛАНИЯ

Кануков А.С., Джусоева Н.Г., Корбесова К.В.

ГФИ ВНЦ РАН, Владикавказ, Россия

Аннотация. В статье рассмотрены вопросы экологического загрязнения урбанизированной территории выхлопами автомобильного транспорта. Показана динамика увеличения количества автотранспорта в городе Владикавказе за последние 10 лет и соответствующее увеличение выбросов вредных веществ от продуктов сгорания автомобильным транспортом. За тот же период времени рассмотрено количество выбросов вредных веществ в атмосферу от стационарных источников. Произведено сравнение их вклада в общее загрязнение города. На основе проведенных исследований показано, что основным источником загрязнения на территории Республики Северная Осетия – Алания является автомобильный транспорт, число которого увеличивается год за годом, на фоне уменьшения суммарных выбросов загрязняющих веществ от стационарных источников.

Одной из самых острых экологических проблем современности является загрязнение окружающей среды, которое приводит к неблагоприятным последствиям для здоровья населения, в особенности городского[1].

Согласно многочисленным исследованиям, даже при относительно невысоком уровне воздействий неблагоприятных экологических факторов может возникать риск ухудшения здоровья людей. Особенность влияния различных вредных веществ на здоровье населения состоит в том, что даже при их невысоких концентрациях вред, оказываемый на организм человека, становится значительным при длительном воздействии [2].

Количество выбросов вредных веществ, а также их химический состав напрямую влияют на уровень загрязнения атмосферы. Кроме того, существенными факторами являются высота, на которой происходят выбросы, а также климатические условия местности, которыми определяется перенос, превращение и рассеивание выбрасываемых вредных веществ. За загрязнением атмосферного воздуха в Республике Северная Осетия – Алания осуществляются регулярные наблюдения, проводимые в рамках части системы государственного мониторинга за атмосферным воздухом в единой системе государственного экологического мониторинга Российской Федерации. На территории Республики наибольший вклад в загрязнение окружающей среды вносит деятельность предприятий цветной металлургии и автотранспорта. Очевидно, что наибольшему загрязнению подвержен город Владикавказ – столица Республики, на территории которого расположены основные стационарные источники загрязнения и сосредоточено наибольшее количество автотранспорта. В сельских районах Республики стабильно удовлетворительное состояние атмосферного воздуха из-за отсутствия там крупных промышленных предприятий и большого количества автотранспорта.

В атмосферу города осуществляется выброс огромного количества следующих вредных веществ: пыль, диоксиды серы и азота, оксиды азота и углерода, которые считаются основными, и, кроме того, специфические вещества, выброс которых осуществляется некоторыми производствами и предприятиями [2].

Более 30 предприятий находится в промышленном узле г. Владикавказа, их деятельность в той или иной мере связана с загрязнением атмосферного воздуха. Самым крупным предприятием в Республике являлся ОАО «Электроцинк», которое все годы существования активно загрязняло среду обитания. Хотя за последнее десятилетие предприятие работало в более приемлемых для города рамках, проведя масштабные реконструкции цехов и технологий. Начиная с 2004 года на ОАО «Электроцинк» реализовывался переход на новую технологию производства свинца. Эти мероприятий позволили снизить выбросы загрязняющих веществ на 74% (выбросы по свинцу снизились на 90%, а пары серной кислоты на 68%). В конце 2016 г. по договоренности руководства республики и ОАО «Электроцинк» состоялось закрытие экологически вредного свинцового производства. В данный момент ОАО «Электроцинк» находится в состоянии консервации [3].

Но значительно больший вклад в загрязнение воздуха вносит автотранспорт, количество которого в г. Владикавказ за последние 20 лет увеличилось более чем в 2 раза (рис. 1). Как видно из представленного графика рост автомобильного транспорта носит линейный характер. Аппроксимируя данный график линейной функцией можно увидеть высокую корреляционную зависимость количества автотранспорта от года, с величиной достоверности аппроксимации R^2=0.984. Формула зависимости количества автотранспорта от года имеет вид: y = 7538x + 82794, где x – это год минус 1994. Согласно полученной формуле можно сделать прогноз по количеству автотранспорта в Республике на несколько лет вперед. Так, на 2018, 2019 и 2020 годы ожидаемое количество автотранспорта составит соответственно 263 706, 271 244 и 278 872 единицы автотранспорта. За 2017 год автомобили выбросили в атмосферу 81,1 тыс. тонн загрязняющих веществ. Республиканский автопарк устаревший, соответственно и вреда приносит больше. Наиболее загрязненными являются Промышленный и Иристонский муниципальные округа г. Владикавказа и зоны вблизи автомагистралей.

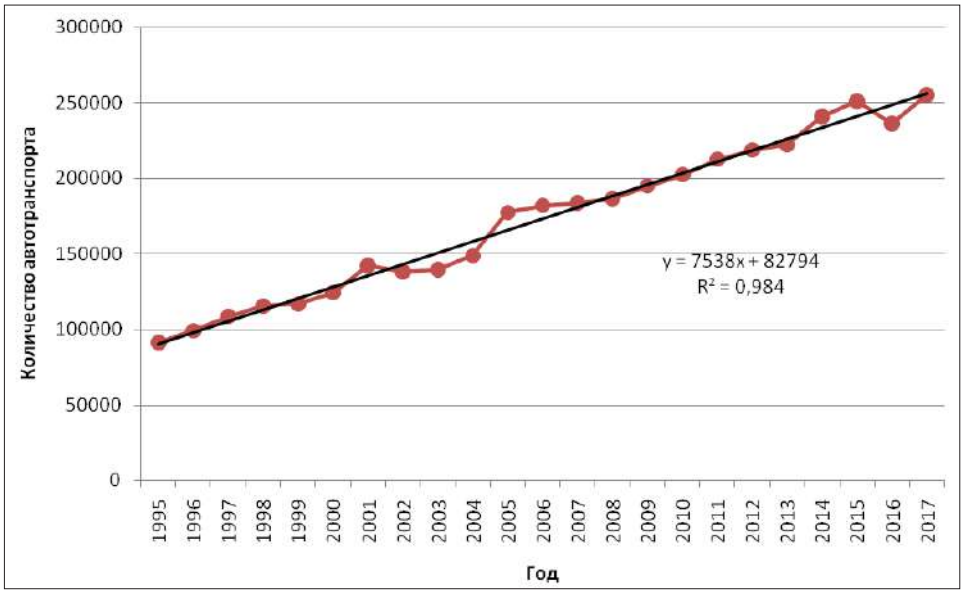


Рис. 1. Количество автотранспорта зарегистрированного на территории РСО-А за период 1995-2017 гг.

Согласно официальному порталу Республики Северная Осетия – Алания http://alania.gov.ru протяженность в Республике автомобильных дорог общего пользования имеющих твердое покрытие составляет 2,3 тыс. км; плотность составляет 286 км дорог на 1 тыс. кв. км территории. По данным показателям среди регионов, Республика занимает 4-е место, первые три места принадлежат г. Москве, г. Санкт-Петербургу и Калининградской области. Через территорию Республики проходит 257 км федеральных и 2037 км региональных дорог. Всего транспортная инфраструктура представлена пятью трассами федерального значения, а также включает в себя несколько железнодорожных узлов и международный аэропорт «Владикавказ».

Преобладающими вредными примесями, которые содержатся в выхлопных газах двигателей внутреннего сгорания, являются: оксиды углерода и азота, альдегиды, углеводороды, а также другие вещества. В процессе сгорания бензина образуется ряд химических соединений, состоящих, в основном, из угарного газа, оксидов азота, углеводородов и соединений свинца. В выхлопах дизельных двигателей содержится сажа, наличие которой приводит к образованию смога, несгоревшие углеводороды, окислы азота и серный ангидрид. [4].

Суммарные выбросы вредных веществ, осуществляемые стационарными источниками в атмосферу Республики Северная Осетия – Алания согласно обобщенным данным статистической отчетности «2-тпвоздух», которые были представлены хозяйствующими субъектами в Территориальный орган Росприроднадзора по РСО-Алания в 2017 году, составили 3,825 тыс. тонн, что примерно на 16% меньше, чем в предыдущем (таблица 1).

Таблица 1

Динамика выбросов от стационарных источников по РСО-Алания

в тыс. тонн [5-7]

	Всего выброшено в атмосферу за 2015 год	Всего выброшено в атмосферу за 2016 год	Всего выброшено в атмосферу за 2017 год
Всего выброшено в атмосферу загрязняющих веществ	5,283	4,545	3,825
в том числе:			
твердые	0,296	0,412	0,521
газообразные и жидкие	4,987	4,132	3,305
из них: диоксид серы	0,328	0,357	0,360
оксид углерода	1,443	1,449	1,387
оксид азота (в пересчете на NO_2)	0,268	0,253	0,288
углеводороды (без летучих органических соединений)	2,678	1,780	1,000
летучие органические соединения (ЛОС)	0,196	0,197	0,181
прочие газообразные и жидкие	0,074	0,096	0,088

В районе промышленных предприятий количество проб атмосферного воздуха с превышением ПДК за 3 года уменьшилось на 69,2%. Но, несмотря на проводимую работу, си-

туация с загрязнением воздуха в столице Республики далека от благополучной (таблица 2).

Аналогично прошлым годам, наибольшее количество предприятий загрязняющих атмосферу расположено в черте г. Владикавказа. Выбросы данных предприятий составляют 2,448 тыс. тонн или порядка 64% относительно всех выбросов в атмосферный воздух от стационарных источников Республики.

Таблица 2

Доля проб атмосферного воздуха с превышением ПДК на селитебных территориях вблизи промышленных предприятий за 2006 – 2015гг. [8-16]

Годы	Вид исследований	Исследуемые ингредиенты					
		Взвешенные вещества	Серы диоксид	Оксид углерода	Азота диоксид	Тяжелые металлы (свинец)	Всего
2006	Всего исследований	1164	781	960	1005	739	4800
	Из них с превышением ПДК%	5,07	-	5,94	7,86	-	4,3
2007	Всего исследований	862	767	856	866	704	4153
	Из них с превышением ПДК%	2,55	0,13	1,4	1,15	-	1,18
2008	Всего исследований	1371	1215	1251	1259	702	6011
	Из них с превышением ПДК%	0,07	0,6	1,9	0,4	0	0,6
2009	Всего исследований	1141	1211	1021	1187	804	5844
	Из них с превышением ПДК%	0,6	3,6	0,9	0,5	0	1,2
2010	Всего исследований	747	747	747	747	747	3735
	Из них с превышением ПДК%	0,27	0,94	-	0,54	-	0,35
2011	Всего исследований	1130	1034	1097	1169	432	4862
	Из них с превышением ПДК%	0,4	0,2	2	0,17	0,7	1,3
2012	Всего исследований	-	-	-	-	-	-
	Из них с превышением ПДК%	-	-	-	-	-	-
2013	Всего исследований	1000	978	1068	6	194	4531
	Из них с превышением ПДК%	1,3	0	3,5	0	0	1,2
2014	Всего исследований	919	1107	1177	1152	123	4478
	Из них с превышением ПДК%	1,3	0	1,4	0,4	0	1,4
2015	Всего исследований	1341	1210	1280	1296	161	5603
	Из них с превышением ПДК%	2,2	0	6,2	0	0	2

На рисунке 2 представлены графики объемов выбросов от стационарных источников и автотранспорта на территории РСО-А за 1997-2015 гг. Как видно из представленных графиков, основным загрязнителем атмосферного воздуха в РСО-Алания является автомобильный транспорт, на порядок превышая объемы выбросов, осуществляемых стационарными источниками.

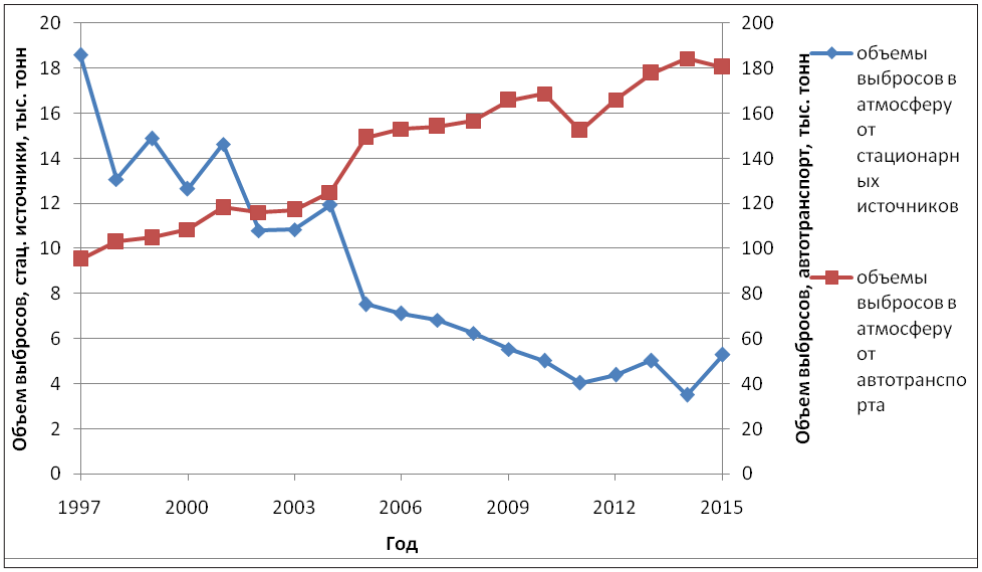


Рис. 2. Динамика объемов выбросов от стационарных источников и автотранспорта на территории РСО-А за 1997-2015 гг.

Таким образом, можно заключить, что основным источником загрязнения на территории Республики Северная Осетия – Алания является автомобильный транспорт, число которого увеличивается год за годом, на фоне заметного уменьшения суммарных выбросов загрязняющих веществ от стационарных источников.

Выводы

1. На территории Республики наибольший вклад в загрязнение окружающей среды вносит деятельность предприятий цветной металлургии и автотранспорта. Более 30 предприятий находится в промышленном узле г. Владикавказа, их деятельность в той или иной мере связана с загрязнением атмосферного воздуха.

2. Огромный вклад в загрязнение воздуха вносит автотранспорт, количество которого в г. Владикавказ за последние 20 лет увеличилось более чем в 2 раза.

3. Преобладающими вредными примесями, которые содержатся в выхлопных газах двигателей внутреннего сгорания, являются: оксиды углерода и азота, альдегиды, углеводороды, а также другие вещества.

4. В районе промышленных предприятий количество проб атмосферного воздуха с превышением ПДК за 3 года уменьшилось на 69,2%. Но, несмотря на проводимую работу, ситуация с загрязнением воздуха в столице Республики далека от благополучной.

5. Основным загрязнителем атмосферного воздуха в РСО-Алания является автомобильный транспорт, превышая на порядок объемы выбросов, осуществляемых стационарными источниками.

Литература

1. Бериев О.Г., Заалишвили В.Б. Состояние загрязнения атмосферы и заболеваемость населения города Владикавказа // Геология и геофизика Юга России. 2015. №4. С. 47-36.

2. Бериев О.Г., Заалишвили В.Б., Бурдзиева О.Г., Закс Т.В., Кануков А.С. Онкозаболеваемость населения г. Владикавказа и его взаимосвязь с различными факторами // Геология и геофизика Юга России. 2013. №3. С. 29-38.

3. Руководство по контролю загрязнения атмосферы: РД 52.04.186-89. Москва, 1991.

4. Кебалова Л.А. Экологическая оценка состояния атмосферного воздуха города Владикавказ / Л.А. Кебалова // Географический вестник. 2017. № 3(42). С. 71-77.

5. Государственный доклад о состоянии и об охране окружающей среды и природных ресурсов Республики Северная Осетия-Алания в 2015 году / Министерство охраны окружающей среды и природных ресурсов Республики Северная Осетия – Алания. Владикавказ, 2016.

6. Государственный доклад о состоянии и об охране окружающей среды и природных ресурсов Республики Северная Осетия-Алания в 2016 году / Министерство охраны окружающей среды и природных ресурсов Республики Северная Осетия – Алания. Владикавказ, 2017.

7. Государственный доклад о состоянии и об охране окружающей среды и природных ресурсов Республики Северная Осетия-Алания в 2017 году / Министерство охраны окружающей среды и природных ресурсов Республики Северная Осетия – Алания. Владикавказ, 2018.

8. Государственный доклад «О состоянии санитарно-эпидемиологического благополучия населения в Республике Северная Осетия – Алания в 2006 году» / ФБУЗ «Центр гигиены и эпидемиологии в Республике Северная Осетия-Алания». Владикавказ, 2007.

9. Государственный доклад «О состоянии санитарно-эпидемиологического благополучия населения в Республике Северная Осетия – Алания в 2007 году» / ФБУЗ «Центр гигиены и эпидемиологии в Республике Северная Осетия-Алания». Владикавказ, 2008.

10. Государственный доклад «О состоянии санитарно-эпидемиологического благополучия населения в Республике Северная Осетия – Алания в 2008 году» / ФБУЗ «Центр гигиены и эпидемиологии в Республике Северная Осетия-Алания». Владикавказ, 2009.

11. Государственный доклад «О состоянии санитарно-эпидемиологического благополучия населения в Республике Северная Осетия – Алания в 2009 году» / ФБУЗ «Центр гигиены и эпидемиологии в Республике Северная Осетия-Алания». Владикавказ, 2010.

12. Государственный доклад «О состоянии санитарно-эпидемиологического благополучия населения в Республике Северная Осетия – Алания в 2010 году» / ФБУЗ «Центр гигиены и эпидемиологии в Республике Северная Осетия-Алания». Владикавказ, 2011.

13. Государственный доклад «О состоянии санитарно-эпидемиологического благополучия населения в Республике Северная Осетия – Алания в 2011 году». / ФБУЗ «Центр гигиены и эпидемиологии в Республике Северная Осетия-Алания». Владикавказ, 2012.

14. Государственный доклад «О состоянии санитарно-эпидемиологического благополучия населения в Республике Северная Осетия – Алания в 2012 году». / ФБУЗ «Центр гигиены и эпидемиологии в Республике Северная Осетия-Алания». Владикавказ, 2013.

15. Государственный доклад «О состоянии санитарно-эпидемиологического благополучия населения в Республике Северная Осетия – Алания в 2013 году» / ФБУЗ «Центр гигиены и эпидемиологии в Республике Северная Осетия-Алания». Владикавказ, 2014.

16. Государственный доклад «О состоянии санитарно-эпидемиологического благополучия населения в Республике Северная Осетия – Алания в 2014 году» / ФБУЗ «Центр гигиены и эпидемиологии в Республике Северная Осетия-Алания». Владикавказ, 2015.

УДК 553.98

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ НА НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ПРЕДГОРНОГО ДАГЕСТАНА

Керимов И.А.,[1-3] Гайсумов М.Я.,[2] Бадаев С.В. [2]

[1]ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

[2]АН ЧР, Грозный, Россия

[3]ГГНТУ им. акад. М.Д. Миллионщикова, Грозный, Россия

Аннотация. В статье рассмотрены деформационные процессы на нефтяных месторождениях Предгорного Дагестана, обусловленные добычей углеводородов. Выполнены расчеты оседания кровли пластов-коллекторов нефти и газа, а также величины перемещения земной поверхности над центром разгруженной в пласте-коллекторе области. На основе данных по оседаниям земной поверхности и техногенной сейсмичности на нефтяных и газовых месторождениях России и зарубежных стран, а также на основании опыта такого изучения на нефтяных месторождениях Терско-Каспийского нефтегазоносной области, сформулированы основные критерии обоснования необходимости (или отсутствия необходимости) создания геодинамичесаких полигонов (ГДП) на месторождениях углеводородов Предгорного Дагестана.

Введение

Добыча нефти и газа в большинстве регионов, как известно, сопровождается различными негативными техническими процессами и катастрофами (оседание земной поверхности, техногенные землетрясения, технические аврии в процессе бурения и др.) [1-10, 12-15 и др.]. В связи с этим весьма актуальным является изучение деформационных процессов, обусловленных разработкой нефтяных и газовых месторождений на месторождениях Предгорного Дагестана.

В нефтегазовом отношении территория Предгорного Дагестана относится к Предгорному нефтегазоносному району Терско-Каспийской нефтегазоносной области. Первые признаки газа здесь были получены еще в начале XX века, а промышленная разработка начинается в 1929 году на месторождении Дагестанские Огни. Первые месторождения нефти были открыты в конце 19 века – это Берикей, Дузлак и др. В последующем, в результате ГРР было открыто более 20 месторождений различного фазового состояния – нефтяные, газовые, нефтегазоконденсатные и газоконденсатные. Для них всех характерны небольшие запасы, что существенно затрудняет их разработку.

Регионально-нефтегазоносными являются средне и нижнемиоценовый, эоцен-верхнемеловой, альб-аптский и неоком-верхнеюрский нефтегазоносные комплексы. Месторождения относятся к малым, залежи в основном нефтяные, газовые и газоконденсатные и находятся на глубинах более 2000-4000 м. Наиболее крупные залежи нефти и газоконденсата (пластово-сводового и массивного типа) связаны с меловым комплексом [11, 15, 18 и др.].

В геодинамическом отношении изучаемую территорию, можно отнести к области высокой геодинамической активности, в том числе и сейсмичности. Активные трансрегиональные разломы субширотного направления играют роль геодинамических барьеров для глубинных энергетических импульсов с юга. Этим можно объяснить более умеренное проявление сейсмичности относительно Северного Кавказа и Большого Кавказа в целом. С 1970 года на территории зарегистрировано только 30 сейсмических событий энергетического класса К>13 (М>4.5 или ~6 баллов и более). В основном, сейсмические события приурочены к области Дагестанского клина (структурного поднятия консолидированного фундамента) и западной части Приморской антиклинальной зоны, что и является свидетельством высокой геодинамической активности территории [15-17 и др.].

Необходимо отметить, что все нефтяные и газовые месторождения Дагестана приурочены к зонам тектонических нарушений (разломам) различного типа и порядка. И для таких районов, расположенных в тектонически активных зонах, выявлены интенсивные локальные аномалии вертикальных и горизонтальных движений земной поверхности. По данным геодезических измерений СВДЗП на Димитровском и Шамхал-Булакском геодинамических полигонах был установлен колебательно-волновой характер развития вертикальных тектонических движений земной коры в пределах изучаемой площади со значительными величинами, достигающими +(30÷50) мм. Эти аномальные движения высокоамплитудны (до 50 мм/год), короткопериодны (от 0,1 года до первых лет), пространственно локализованы (от 0,1 км до первых десятков км), обладают пульсационной и знакопеременной направленностью [16, 17 и др.].

Неблагоприятными также являются экзогенные процессы. На изучаемой территории, развиты процессы заболачивания, оползни, суффозия, засоление и дефляция со средней степенью пораженности до 25%, высокий уровень подземных вод. Глубина залегания грунтовых вод изменяется от –(3÷5 м.), до –(10÷30 м.) в южной и западной (предгорной) части территории. В некоторых районах наблюдается значительный подъем уровня грунтовых вод до глубин 1-3 м., который связан с хозяйственной деятельностью. Это связано с подпором грунтовых вод вокруг оросительных каналов и водохранилищ, разрушение или потеря герметизации других гидротехнических сооружений, инфильтрацией поливных вод из систем орошения, утечками воды из водонесущих коммуникаций.

Необходимо отметить, что наиболее опасными являются пространственно-временное распределение высокоинтенсивных пространственно локализованных локальных аномалий вертикальных и горизонтальных движений земной поверхности, полноценной информации по которым нет.

Методы исследований

В начальной стадии разработки давление горных пород (литостатическое давление) на кровлю пласта, содержащего углеводороды, уравновешивается напряжениями в скелете и пластовым поровым давлением. При уменьшении порового давления в ходе разработки месторождений увеличиваются напряжения в скелете коллектора, происходит сжатие пор и опускание поверхности над разрабатываемым пластом. По данным В.А. Сидорова и др.

скорости опускания земной поверхности при извлечении углеводородов могут достигать 1-2 см в год, а суммарные величины просадок не превышают первых десятков сантиметров [16, 17 и др.]. Отмечаются и значительные просадки – до нескольких метров, сопровождающиеся деформациями наземных сооружений, смятиями обсадных колонн или затоплением опускающихся участков. Примеры оседания поверхности при откачке флюидов можно найти в целом ряде публикаций [1-10, 12-15 и др.].

В зависимости от геологии и механических характеристик коллектора и покрывающих пород, а также от режимов эксплуатации месторождений, возникающие в коллекторе деформации, могут распространяться в кровлю коллектора, покрывающие его слои и т.д. вплоть до поверхности, где они проявляются преимущественно в виде вертикальных смещений. При этом возможны различные случаи:

- если резервуар представлен очень жесткой породой (твердым песчаником, твердыми доломитами, известняками), его деформация будет малой и близкой к упругой. Возникнет небольшое вертикальное сжатие пласта без явных последствий на поверхности;

- если резервуар представлен слабыми легко уплотняемыми породами (типа рыхлых песчаников, песков, мела) или чистыми алевритами, деформация коллектора будет более существенной, далеко выходящей за пределы упругости.

Интенсивные смещения земной поверхности на нефтяных и газовых месторождениях, а также в районах интенсивной добычи других полезных ископаемых, давно привлекли внимание зарубежных ученых. Еще в 1880 г. было замечено оседание земной поверхности в Среднем Чешире (Англия), где добывалась соль с глубины 70-110 м. Это привело к разрыву водопроводов, разрушению каналов и железнодорожных коммуникаций, повреждению некоторых зданий. Подобные явления были известны в те годы во Франции и Германии. В 1885 г. после проведенных специальных работ на одном из месторождений Апшеронского полуострова (Азербайджан), Я. Шагрен сделал вывод, что крупные просадки в рельефе и выбросы песка в скважинах являются результатами усиленной добычи нефти. Результаты более поздних исследований обобщены в работе А.А. Никонова [12]. Приведем некоторые из них.

Оседания в районе Калифорнии в результате откачки подземных вод в течение 20-30 лет составило 2,7-4,5 м. Общая площадь захваченных оседанием земель в этом штате исчислялась сотнями км^2. Самым ярким примером является г. Лонг-Бич вблизи Лос-Анджелеса, где опускание достигло 8,8 м, горизонтальные смещения – 3,7 м. Добыча нефти и газа в этом районе велась с глубины 1-2,7 км из неогеновых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. В 1934-1941 гг. отдельные пункты оседали со скоростью 50-100 мм/год, а к 1952 г. со скоростью 300-700 мм/год. Первоначальное давление в пластах снизилось в 3-10 раз, воронка приняла форму эллипса с осями 10 и 65 км. С 1953 г. после начала закачки в нефтяные пласты воды скорость оседания уменьшилась, а с 1958 г. площадь оседания сократилась с 52 до 8 км^2. Оседания поверхности земли за счет откачки флюидов были также отмечены в Венесуэле, Японии, Италии и др. странах.

Аналогичные явления были также отмечены в ряде нефтяных регионов СНГ [2, 14 и др.]. Отдельные участки поверхности на некоторых нефтепромыслах Апшерона (Азербайджан) за 1912-1962 гг. опустились на 2,5 м. Среднегодовая скорость поверхности местами

составляла 10-30 мм/год, а в отдельные годы увеличивалась до 40-50 мм/год. Опускания со скоростью 15-20 мм/год отмечены в сводах антиклинальных структур.

Скорость оседания поверхности на газовом месторождении Газли (Узбекистан) по мере увеличения добычи газа скорость оседания поверхности увеличилась с 10 мм/год 1964-68 гг. до 25 мм/год в 1974-76 гг. Отмечены понижения земной поверхности до 15 см при добыче газа на газовых месторождениях Ставропольского края [13].

Актуальность изучения данного вопроса еще больше возросла к концу нашего века в связи с активизацией инженерной деятельности человека. Несмотря на немалые исследования ученых разных стран, следует отметить, что нет еще единой методики определения величины вертикальных смещений земной поверхности в зависимости от интенсивности разработки нефтегазовых месторождений.

Коллекторы нефти и газа в естественных условиях залегания находятся под напряжением из-за влияния горного давления и упругих свойств самого коллектора. В периоды сейсмотектонической активности сильное влияние могут оказывать и тектонические силы. До начала воздействия на пласт внешнее давление от действия собственной массы вышележащих пород и возникающее в пласте ответное напряжение находятся в условиях равновесия.

В процессе разработки месторождений геостатическое равновесие нарушается. Продуктивный горизонт подвергается сжимающему давлению, величина которого равна разности горного и пластового давления. Пластовое давление при разработке снижается, за исключением коротких периодов сейсмической активности.

В настоящее время имеется довольно большое количество работ, посвященных прогнозу оседаний земной поверхности при отработке нефтяных и газовых месторождений. Данные методы можно условно подразделить на три основные группы.

1. Методы прогноза, основанные на теоретических представлениях, заимствованных из методов предрасчета параметров процесса сдвижения горных пород при разработке пологопадающих угольных месторождений.

2. Методы прогноза, основанные на оценке параметров уплотнения коллектора в процессе отбора углеводородного сырья.

3. Методы прогноза, основанные на использовании численных моделей расчета напряженно-деформированного состояния горного массива.

Первая группа методов характерна для раннего периода развития механики горных пород при добыче нефти и газа и основывается на широко известных работах ученых – основоположников науки о сдвижении горных пород на пологопадающих угольных месторождениях: С.Г. Авершина, В.Н. Земисева, М.А. Иофиса, Е. Литвинишина, Г. Кратча и др. В данных методах для прогноза мульды сдвижения земной поверхности используется основное решение дифференциального уравнения сдвижения горных пород параболического типа. Характерным недостатком данных методов является то, что они практически не опираются на реальные физико-механические свойства вмещающих пород.

Во второй группе методов оседание земной поверхности при добыче нефти напрямую связывается с величиной уплотнения нефтяного коллектора. Это работы Э.Г. Геровича, А.С. Мазницкого, К.Н. Никоненко, Б.И. Тульбовича, В.И. Петренко и др., ряда зарубежных специалистов. Основное отличие заключается в методах расчета сжимаемости коллектора,

однако, в большинстве методов используются параметры уплотнения порового пространства, подробно представленные В.М. Добрыниным [3]. Последующее интегрирование по объему полученной функции уплотнения коллектора дает искомое оседание поверхности в любой интересующей исследователя точке. Данный подход заимствован из широко применяемых методов прогноза сдвижений земной поверхности при разработке угольных месторождений и подробно описанных в монографии Г. Кратча [10]. Основным недостатком данных подходов является неучтенность конкретных физико-механических свойств и структурных особенностей массива, а также механической модели деформирования самого коллектора. Последний недостаток также является весьма существенным, т.к. при производстве подробных специальных расчетов неучет механики деформирования коллектора не позволяет получить качественную и, тем более, количественную картину НДС всего горного массива с учетом его структурных особенностей.

К настоящему времени разработано большое количество модельных представлений, охватывающих практически весь спектр механики сплошных сред. В связи с интенсивным развитием численных методов, их стремятся реализовать в различных компьютерных программах. Очевидно, что данное направление является на сегодняшний день наиболее перспективным, т.к. возникает возможность моделировать разнообразные горно-геологические ситуации, прогнозировать величины параметров моделируемого процесса. Однако в России, в отличие от других стран, подобное направление начало разрабатываться сравнительно недавно [4].

В качестве механической модели поведения коллектора под нагрузкой используются упругая и пластическая модели, модели среды с консолидацией и так называемая «шатровая» модель, которая отражает основные особенности деформирования пористых насыщенных сред под нагрузкой. Следует отметить, что данная модель является также одной из наиболее признанных и широко используемых в зарубежной литературе. Известны работы специалистов компании «Phillips Petrolium Compani» (Chin L.Y., Boade R.R. et al., реализовавших данную модель методом конечных элементов в трехмерной постановке для условий резервуара Экофиск в Северном море, где оседание дна моря к 1993 г. достигло 6-7 м). По этому же пути идут B. Plischke, также прогнозирующий оседания при добыче нефти в Северном море, L.W. Teufel, J.-C. Roegiers, описывающие деформирование и разрушение коллектора, и многие другие работы.

На кафедре маркшейдерского дела, геодезии и геоинформационных систем (МДГ и ГИС) Пермского государственного технического университета под руководством проф. Кашникова Ю.А.. разработан программном комплексе «GEOTECH». В основе программного комплекса также реализована «шатровая» модель. Данный конечно-элементный комплекс неоднократно с успехом применялся для целей прогноза параметров процесса сдвижения при разработке нефтяных и газовых месторождений [4, 5]. Для инженерных расчетов Калугиным А.В. разработан упрощенный способ прогноза оседаний земной поверхности при разработке нефтяных месторождений Западной Сибири [4].

На территории Северного Кавказа один из первых полигонов по наблюдению за явлениями оседания был создан на Северо-Старопольско-Пелагиадинском месторождении газа, где продуктивным является хадумский горизонт, сложенный глинистыми и рыхлыми алев-

рито-песчаными отложениями, имеющие общую пористость 27-35 % и влажность 15-22 %. На этом полигоне в 1961-62 гг. проводились геоморфологические исследования и двухкратное нивелирование III класса [13]. Результаты наблюдений были интерпретированы с учетом данных разработки месторождения. По результатам исследований было отмечено максимальное оседание земной поверхности (130-150 мм), приуроченное к центральной части месторождения, имеющей депрессионную воронку падения пластового давления. Авторы пришли к выводу, что оседание земной поверхности вызвано, в первую очередь, сжимаемостью продуктивного пласта хадумского горизонта и вышележащей толщи пластичных майкопских глин.

Терновой Ю.В. и др. предлагают для расчета оседания земной поверхности использовать коэффициент упругоемкости пласта. Расчет коэффициента обьемной упругости ими производился по графику Холла, переработанном В.Н. Щелкачевым. Расчет сжимаемости пласта производился по формуле В.Н. Щелкачева [19]. Упругоемкостъ пласта зависит от коэффициента объемной упругости пласта, общей пористости и коэффициента объемной упругости жидкости:

$$\beta^* = m\beta_{ж} + \beta_c, \tag{1}$$

где

β^* – упроемкость пласта;

β_c – коэффициент объемной упругости пласта;

$\beta_{ж}$ – коэффициент объемной упругости жидкости;

m – общая пористость.

Данный коэффициент был предложен Щелкачевым В.Н. для определения объема флюидов, вытесняемых на поверхность за счет энергии самого пласта.

В докторской диссертации Субботина С.И., посвященной теории и практике геодезических работ на месторождениях нефти и газа, автор рекомендует для расчета вертикального сжатия пласта использовать коэффициент объемной упругости пласта [7]. Этот коэффициент также в большей степени характеризует внутренние свойства пласта, чем сжатие внешнего скелета.

В своей работе, посвященной изучению деформации и изменений физических свойств коллекторов нефти и газа, Добрынин В.М. ввел коэффициент сжатия скелета пласта, который непосредственно характеризует внешнюю деформацию пласта [3].

Как известно, относительные деформации насыщенной жидкостью коллекторов (деформация скелета, порового пространства и твердой фазы) при всестороннем сжатии обусловлены двумя видами напряжений: эффективного напряжения $(\sigma - P)$ и давления жидкости в порах. Эффективное давление, представляющее разность между средним нормальным напряжением и давлением жидкости в порах P, обуславливает деформацию скелета (каркаса) коллектора. Давление жидкости в порах (поровое давление) P – деформацию минеральных зерен (твердой фазы) породы.

По Добрынину В.М. (1970) относительная суммарная деформация коллектора определяется следующим соотношением:

$$\frac{dV}{V} = \beta_{ск} \cdot d(\sigma - P) + \beta_{тв} \cdot dP, \quad (2)$$

где

$\beta_{ск}$ – коэффициент объемного сжатия скелета;

$\beta_{тв}$ – коэффициент объемного сжатия твердой фазы;

V – объем скелета осадочной породы (м^3);

dV – изменение объема скелета осадочной породы (м^3);

P – пластовое давление (Па);

$(\sigma - P)$ – эффективное давление (Па).

Между коэффициентом объемного сжатия скелета и коэффициентами сжимаемости пор и объемного сжатия твердой фазы для гранулярных коллекторов существует следующая связь:

$$\beta_{ск} = m \cdot \beta_n + \beta_{тв} \quad (3)$$

где

m – открытая пористость;

β_n – коэффициент сжимаемости пор;

$\beta_{тв}$ – коэффициент объемного сжатия твердой фазы.

Величины β_n и $\beta_{тв}$ определяются в лабораторных условиях. Для трещинно-кавернозных коллекторов эта связь выглядит следующим образом:

$$\beta = m \cdot \beta_n + \beta_м, \quad (4)$$

где

$\beta_м$ – коэффициент сжимаемости матриц, составляющих скелет породы.

Как показано В.Н. Щелкачевым (1959) особое значение в процессах, протекающих в пластах при эксплуатации нефтяных, газовых и водоносных горизонтов, имеет коэффициент объемной упругости пласта:

$$\beta_c = m \cdot \beta_n \quad (5)$$

Давление жидкости в порах определяется путем измерения, геостатическое же давление определяется по следующей формуле для разреза из пластов:

$$\sigma = g \sum_{i=1}^{n} \rho_i h_i, \quad (6)$$

где

ρ_i – объемная плотность пород *i*-го пласта;

h_i – толщина *i*-го пласта;

g – ускорение свободного падения.

Гусейн-Заде О.Д. и др. предложили при расчете учитывать угол отклонения пласта от горизонта, а также давление современных движений [2]. Приведенная в указанной

работе формула на наш взгляд не совсем точна, а также вызывает определенные сомнения предложение о необходимости учета при вычислении геостатического давления современных движений.

Учитывая вышеуказанное, формулу (6) для определения геостатического давления с учетом углов падения пластов, т.е. истинных (нормальных) мощностей можно представить в следующем виде:

$$\sigma = g\sum_{i=1}^{n}\rho_i h_i \cos\varphi_i, \tag{7}$$

где

φ_i – угол падения *i*-го пласта.

Для оценки оседаний кровли нефтеносных горизонтов перейдем от объемной деформации к вертикальному сжатию пласта. Для одноосного сжатия можно представить в следующем виде:

$$dh = h(\beta \cdot d(\sigma - P) + \beta_{тв} \cdot dP), \tag{8}$$

где

dh – вертикальное сжатие пласта;

h – средняя мощность пласта;

$d(\sigma - P)$ – изменение эффективного напряжения в процессе эксплуатации месторождения;

dP – изменение давления жидкости в порах в процессе эксплуатации.

Полученное уравнение, по мнению авторов, позволяет наиболее физически обосновано оценивать величины оседаний и для расчета величины оседания кровли пласта следует использовать коэффициент сжимаемости скелета пласта, как наиболее точно характеризующего природу исследуемого явления.

Перемещение земной поверхности над центром разгруженной в пласте коллекторе области находится по формуле:

$$U_{r=0} = \frac{2(1+\mu)(1-2\mu)(1-\theta)}{E}\Delta p \cdot \left[\sqrt{H_K^2 - a^2} - H_K) + \sqrt{H_P^2 + a^2} - H_P\right] \tag{9}$$

где

$$\theta = \frac{(1-2\mu^*)E}{(1-2\mu)E^*} \tag{10}$$

E и μ – соответственно модуль упругости и коэффициент Пуассона коллектора,

E*и μ* - упругие модули скелета коллектора,

α - радиус круговой области проницаемого пласта, где пластовое давление упало на величину Δp.

При и радиусе разгруженной области – α значительно большим, чем расстояние от поверхности до кровли и подошвы пласта коллектора можно использовать упрощенную формулу:

$$U_{r=0} = \frac{2(1+\mu)(1-\mu)(1-\theta)}{E} \Delta p H \,, \qquad (11)$$

где

H – эффективная мощность в м;

Δp – МПа $*10^{-4}$;

Е – средневзвешенное значение модуля упругости для глинистых и песчанистых грунтов разреза до поверхности.

Результаты исследований

Расчеты оседаний земной поверхности были выполнены для кратчайшего расстояния от кровли продуктивного пласта до поверхности. Данные по упругим модулям продуктивных пластов взяты по фактическим данным из проектов разработки соответствующих месторождений (в случае их отсутствия – по аналогии других месторождений Предгорного Дагестана); вышележащих горных пород, в соответствии с геологическим разрезом по справочным данным, использованные параметры приведены в таблице 1.

Таблица 1

Физико-механические свойства вмещающих пород, принятые в расчетах

№№ пп	Тип пород	Модуль упругости Е, МПа	Коэффициент Пуассона μ	Объемный вес, МН/м^3
1	Пески, глины, суглинки	300	0,45	0,019
2	Переслаивание глин, аргиллитов, алевролитов,	1000	0,3	0,020
3	Известняки, аргиллиты.	2000	0,3	0,022
4	Переслаивание песчаников, глин, аргиллитов, алевролитов,	1500	0,25	0,022
5	Известняки, аргиллиты.	10 000	0,2	0,024

Для месторождений Предгорного Дагестана выполнены расчеты величины оседания кровли пластов и его отражение на поверхности с использованием вышеприведенных формул. Результаты расчетов приведены в табл. 2. В данной таблице используются следующие обозначения:

- $\Delta h_{зал}$ – величина оседания кровли пласта на залежи, мм;
- $\Delta h_{мест}$ –суммарная величина оседания кровли пластов на месторождении, мм;
- $\Delta h_{дн.п}$.– максимальная величина оседания дневной поверхности, мм.

Таблица 2

Расчет оседаний коллектора продуктивных пластов месторождений находящихся в разработке АО «Дагнефтегаз»

Место-рождение	Пласт/ год начала разработки	Тип коллектора	Глубина кровли, м	$H_{эф}$, м.	$P_{нач.}$, МПа	$P_{тек.}$, МПа	ΔP, МПа	*d(σ-P),* Мпа	$K_{сж}$, МПа *10^{-4}	$\Delta h_{зал.}$, мм	ΣΔh, мм	$\Delta h_{дн.п.}$, мм
Шамхал-Булак	P_1mkp (1990)	Поровый, терригенный	1818-2077	2,2-4,4	23,9	20,5	3,4	2,7	1,4	28	63	1-2
	$P_2(F)$-K_2 (1975) западный блок	Карбонатный, трещинный	2119	40,4	32,55	23,9	8,6	4,7	0,5	35		
Махачкала-Тарки	N_1ch (1970)	Терригенный поровый	1550	16,6	42,4	15,3	27,1	2.5	3,05	32	292	5-6
	K_2 (1970)	Трещинный карбонатный	3450	116,5	48,0	35,5	12,5	4,3	1,13	114		
	K_1v (1988)	Трещинно-кавернозный	4290	15,7	50,2	41,0	9,2	4,0	0,4	146		
Димитровское	K_2- I блок (1980)	Трещинно-кавернозный	3350	137,9	46,2	23,4	22,8	4,8	0,57	128		
	K_2 – II блок (1980)	Трещинно-кавернозный	3535	120,0	46,2	25,0	21,2	4,5	0,43	194	319	6-7
	K_1v+ K_1g I блок (1988)	Трещинно-кавернозный	4150	73,1	44,2	36,9	6,3	3,6	0,35	125		
	K_2 – III блок (1980)	Трещинно-кавернозный	3430	56,9	39,4	37,3	2,1	2,8	0,41	153		
	K_2 – IV блок, (1980)	Трещинно -кавернозный	3650	35,8	40,7	33,2	7.5	3,3	0,43	139		
Избербаш	N_1ch-свиты $Г_{1-3}$, Б, В (1936)	Терригенный	850-1840	81,9	9,9 -21,5	4-11	4-9	3,5	1,4	83	144	2-3
	K_2 (1970)	Карбонатный	3750	103,4	41,4	35,5	5,9	2,7	0,43	61		
Дагестанские Огни	P_{1-2}hd (1929)	Карбонатный, трещинный	280	28,7	3,44	3,06	0,38	0,4	0,88	13	13	0

Наиболее значительное падение пластового давления относительно исходного уровня происходит на начальном этапе отработки нефтяных месторождений. В дальнейшем, по мере развития процессов заводнения происходит частичное восстановление и даже, в некоторых случаях, перекомпенсация исходного пластового давления. Это говорит о том, что наибольшие деформации пород-коллекторов и, соответственно, наибольшие оседания земной поверхности возможны в период наибольшего снижения пластового давления, т.е. на начальном этапе отработки.

Расчеты показали, что величины оседания земной поверхности, вызванные упругой деформацией коллекторов на эксплуатируемых месторождениях АО «Дагнефтегаз», имеют относительно небольшие значения.

За исследуемый период наиболее длительное время в эксплуатации находятся миоценовые залежи в карагано-чокракских отложениях месторождения Избербаш (начало эксплуатации 1936 г.), а оседания земной поверхности вызванное разработкой незначительны. Это объясняется относительно небольшим падением пластового давления, а также упругими свойствами пласта.

Самые большие падения пластовых давлений произошло в меловых залежах месторождений, исходно обладающими высокими пластовыми давлениями и упруго-водонапорным режимом разработки.

В настоящее время залежи месторождений в основном характеризуются большой выработанностью запасов и находятся на завершающей стадии эксплуатации с уже установившимся геодинамическим режимом и соответственно минимальными изменениями в продуктивном пласте. Поэтому результаты расчетов показывают накопленные (максимальные) оседания земной поверхности за весь период эксплуатации, а не их динамику за последние годы.

Оценка влияния прогнозных деформаций земной поверхности на состояние промышленной и гражданской застройки

Расчеты напряженно-деформированного состояния горного массива месторождений деятельности АО «Дагнефтегаз» показывают, что максимальное влияние оседания коллектора на земную поверхность окажет разработка месторождений Димитровское и Махачкала-Тарки расположенных непосредственно под застроенной территорией г. Махачкала и г. Каспийск, остальные месторождения не отмечаются значительными оседаниями земной поверхности или находятся на свободных от застройки территориях.

Таблица 3

Гражданские объекты (населенные пункты) попадающие в зону влияния отработки месторождения

№№ пп	Месторождение Пласт	Год начала разработки	Населенный пункт	Площадь месторождения, км^2	Выработан-ность запасов %	Макс. оседания земной поверхн.,
1	Новолакское	не разраб.	с. Зориотар, с. Новокули	-	-	-
2	Шамхал-Булак P_1mkp P_2(F)-K_2 западный блок	1990 1975	с. Учкент с. Гельбах	3% 2,2 км^2	нефть 87% газ 77% конденс. 73%	1-2
3	Агачаульское	не разраб.	г. Махачкала, с. Ленинкент	-	-	-
4	Махачкала-Тарки N_1ch K_2 K_1v	1970 1970 1988	г.Махачкала	100% 16.1 км^2	нефть 82% газ 98% конденс. 97%	5-6
5	Димитровское K_2- I блок K_2 – II блок, K_1v+ K_1g I блок K_2 – III блок, K_2 – IV блок,	1980 1980 1988 1980 1980	г. Махачкала, г. Каспийск, с. 4-Турали с. Манаскент	85% 158,1 км^2	нефть 67% газ 79% конденс. 84%	6-7
6	Избербаш N_1ch – свиты $Г_{1-3}$, Б, В K_2	1936 1970	г. Избербаш	44% 6,25 км^2	нефть 100% газ 97% конденс. 96%	2-3
7	Западный Избербаш	не разраб.	нет	-	-	-
8	Дагестанские Огни P_{1-2}hd	1929	г. Дагестан-ские огни	65% 3,4 км^2	газ 83%	-

Оценим влияние деформаций земной поверхности при отработке месторождений на состояние промышленных и гражданских сооружений и объектов инфраструктуры нефтепромыслов.

Согласно основному нормативному документу, регламентирующему вопросы охраны зданий и сооружений от вредного влияния подземных горных работ (С.-Петербург: Изд.

ВНИМИ, 1998 г.), решение об охране объектов от подработки принимается на основании сравнения расчетного показателя суммарных деформаций с показателями допустимых и предельных деформаций. Т.е. требуется сравнить величины расчетного показателя суммарных деформаций, полученных на основе наших расчетов оседаний, (а затем кривизны и горизонтальных деформаций) с показателями допустимых и предельных деформаций, в которые входят материал и толщина стен, износ здания, тип фундамента и расположение его в плане относительно оси главных деформаций. В том случае, если расчетный показатель суммарных деформаций оказывается больше допустимых, но меньше предельных, принимается решение о текущем наладочном ремонте после здания после его подработки. Если расчетный показатель суммарных деформаций оказывается больше предельных деформаций, принимается решение о контроле развивающихся в здании деформаций и его ремонте после подработки или вообще о его сносе.

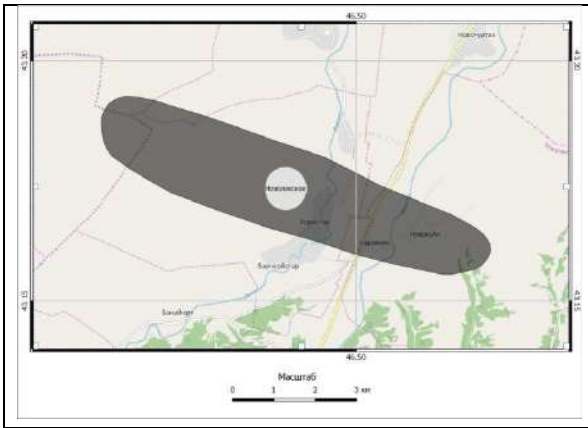


Рис.1. Схема расположения границ Новолакского месторождения

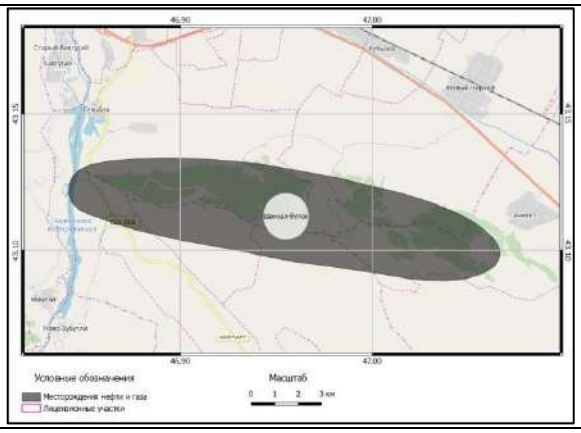


Рис.2. Схема расположения границ Шамхал-Булакского месторождения

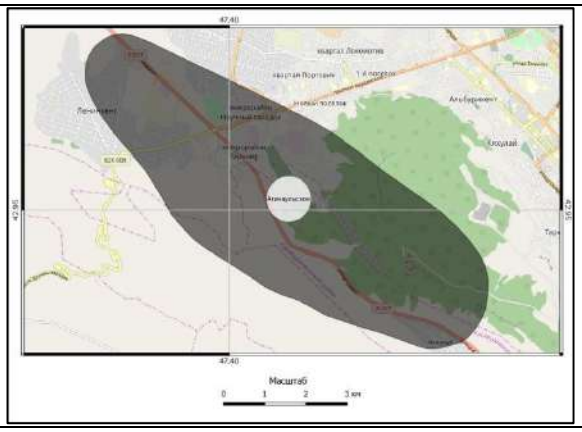


Рис.3. Схема расположения границ Агачаульского месторождения

Рис.4. Схема расположения границ месторождения Махачкала-Тарки

Рис.5. Схема расположения границ Димитровского месторождения

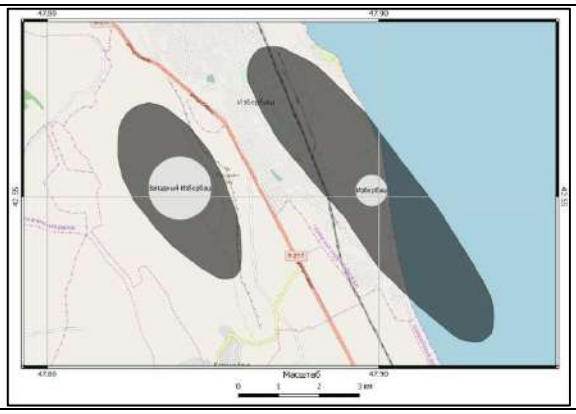


Рис.6. Схема расположения границ месторождения Избербаш и Зап. Избербаш

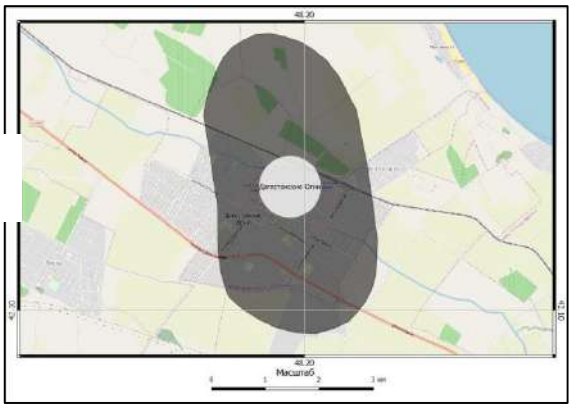


Рис.7. Схема расположения границ месторождения Дагестанские огни

Допустимые и предельные показатели деформаций земной поверхности для гражданских (жилых и общественных) зданий определяются по формулам:

$$(\Delta L_{доп}) = (\Delta L_{доп})_н \, n_1 n_2 n_3 n_4 n_5, \quad (12)$$

$$(\Delta L_{пред}) = (\Delta L_{пред})_н \, n_1 n_2 n_3 n_4 n_5, \quad (13)$$

где $(\Delta L_{доп})$ и $(\Delta L_{пред})$ – нормативные допустимый и предельный показатели деформаций, определяются в зависимости от назначения гражданских зданий и их этажности;

n_1 – коэффициент зависящий от грунтовых условий;

n_2 – коэффициент учитывающий материал и толщину наружних стен зданий;

n_3 – коэффициент учитывающий износ принимается равным 0,8;

n_4 – коэффициент учитывающий наличие жестких перекрытий Для сейсмических территорий принимается равным n_4 =1,4 для железобетонных перекрытий;

n_5 – коэффициент учитывающий форму зданий, для простых форм n_5 =1,0; для зданий П-образно, Т-образной в плане и других форм принимается n_5 =0,8

Допустимые $(\Delta I_д)_н$ и предельные $(\Delta I_{пр})_н$ горизонтальные деформации земной поверхности для различных типов гражданских зданий в соотвествии с нормативными документами находятся в диапазонах 70-160 мм и 140-160 мм соответственно.

Оценочные расчеты показателя допустимых деформаций для гражданских зданий, для типовых пяти – девятиэтажного кирпичного здания с ленточным (или свайным) фундаментом со степенью износа 0,8, построенного на песчанистых (суглинистых) грунтах составит 50-60 мм.

Оценочные расчеты показателя суммарных деформаций, рассчитанные на основании прогнозных оседаний земной поверхности для территории г. Махачкала, Каспийск и Избербаш составили менее 10 мм. Таким образом, допустимые деформации земной поверхности для гражданских зданий и сооружений практически ниже допустимых**.**

Объектами обустройства нефтяных и газовых месторождений является различное технологическое оборудование, прежде всего трубопроводные сети различного назначения и емкости (резервуары). Величины допустимых и предельными деформаций определяются нормативными документами. Для трубопроводных объектов обустройства, минимальными допустимыми деформациями являются горизонтальные деформации e=1,0-1,5 мм/м, что соответствует деформации наклона i=2,0 – 2,5 мм/м.

При рассмотрении устойчивости трубопроводов, допустимые и предельные деформации земной поверхности должны быть умножены на коэффициент износа, учитывающий срок эксплуатации трубопровода на момент начала подработки. Коэффициент износа допускается определять как отношение времени эксплуатации трубопровода к расчетному сроку его службы.

Полученные выше максимальные прогнозные деформации для поверхности на месторождениях Предгорного Дагестана почти в 3-4 раз меньше допустимых величин.

Однако вследствие естественной неоднородности горных массивов возможны локальные концентрации деформаций вблизи тектонических нарушений, на границах структурных блоков и т.д. При этом заметные деформации могут возникать на четко выраженных, узких (до 50-100 м), линейно вытянутых зонах ослабления, заполненных сильно дислоцированными, разрушенными породами. В горно-геологических условиях предгорного Дагестана выявление таких зон весьма маловероятно и еще не отмечалось на практике.

Опыт мониторинга деформационных процессов на геодинамических полигонах нефтяных и газовых месторождений свидетельствует, что, несмотря на весьма незначительные величины сдвижений земной поверхности в целом при разработке месторождений, возможно возникновение концентрированных деформаций земной поверхности, приуроченных к местам выхода на поверхность контактов блоковых структур. Прогноз времени и места возникновения таких чрезвычайных ситуаций практически невозможен, т.к. они носят случайный характер и зачастую не связаны даже с разработкой УВ. В связи с этим, в случае возникновения деформаций объектов технологического цикла разработки и транспорта нефти, приуроченных к одним и тем же местам, рекомендуется организация локальных наблюдательных станций по специальному проекту и проведение по ним инструментальных наблюдений.

Выводы и рекомендации

Выполненные расчеты оседаний в результате разработки залежей показали, что оседания земной поверхности характеризуются незначительными величинами в пределах первых 10 мм, что значительно меньше нормативных и предельных показателей деформаций для гражданских зданий и инженерных сооружений.

С учетом опубликованных данных по оседаниям земной поверхности и техногенной сейсмичности на нефтяных и газовых месторождениях России и зарубежных стран, а также на основании опыта такого изучения на нефтяных месторождениях Прикаспийской нефтегазоносной области, рассмотрены следующие основные критерии обоснования необходимости (или отсутствия необходимости) создания ГДП на месторождениях углеводородов Предгорного Дагестана (в пределах территории деятельности АО «Дагнефтегаз»):

1. Расположение нефтяных месторождений в сейсмоопасных регионах. Согласно Карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации (ОСР-2016) Предгорный Дагестан в пределах территории деятельности АО «Дагнефтегаз» практически полностью находится в 9 балльной зоне, т.е. по степень сейсмической опасности для объектов массового строительства составляет 9 баллов.

2. Наличие нескольких залежей в пределах месторождения. Все месторождения находящиеся в эксплуатации АО «Дагнефтегаз» характеризуются наличием залежей в нескольких структурных этажах в пределах одного месторождения.

3. Большие глубины залежей. По совокупности изучения сейсмического режима установлено, что для месторождений, эксплуатация которых привела к усилению сейсмической активности, характерны в среднем более высокие значения глубины и мощности разрабатываемых резервуаров. Залежи нефтяных месторождений Предгорного Дагестана залегают в диапазоне глубин 850-4300 м., за исключением газового месторождения Дагестанские огни, причем большинство из рассматриваемых залежей на значительных глубинах.

4. Наличие аномально высоких пластовых давлений (АВПД). Наличие АВПД в нефтегазоносных пластах может существенно изменить флюидодинамический режим и соответственно инициировать техногенную сейсмичность в зоне месторождения и окружающей среде. Практически все изученные месторождения отличались наличием высоких значений давлений на начальных этапах разработки и по настоящее время практически эксплуатируются на упруговодонапорном режиме.

5. Наличие в разрезе тектонических нарушений. Большинство нефтяных и газовых месторождений Предкавказья приурочены к зонам тектонических нарушений (разломам) различного типа и порядка. И для таких районов выявлены интенсивные локальные аномалии вертикальных и горизонтальных движений земной поверхности. Эти аномальные движения высокоамплитудны (свыше 50 мм/год), короткопериодны (от 0,1 года до первых лет), пространственно локализованы (от 0,1 км до первых десятков км), обладают пульсационной и знакопеременной направленностью.

6. Развитие процессов уплотнения продуктивных пластов и оседания земной поверхности. Оценка расчетных сдвижений земной поверхности на состояние промышленных и гражданских объектов показывает, что возникающие деформации в несколько раз

меньше допустимых. Все месторождения характеризуются высокой выработанностью запасов и влияние деформаций на состояние объектов на земной поверхности в основном уже произошло.

7. Расположение месторождения в черте населенного пункта. Мульды проседания обычно формируются по мере отбора из недр земли нефти и газа и других флюидов. Одновременно с этим такие оседания поверхности невозможно быстро приостановить. Хотя его темпы могут быть незначительными, рассматриваемый процесс может охватить более значительную территорию, чем площадь месторождений. Все исследованные месторождения лежат вблизи или практически полностью находятся на застроенных территориях (рис.1-7).

Анализ горно-геологической и геодезической информации по нефтяным месторождениям Предгорного Дагестана (в пределах деятельности АО «Дагнефтегаз»), с учетом выработанности запасов показывает, что потребность в системном геодинамическом мониторинге в данное время отсутствует. Несмотря на то, что прогнозные оседания земной поверхности при разработке Димитровского месторождения составляют 6-8 мм, а также учитывая сравнительно большую площадь нефтегазоносности, выработанность запасов, расположение месторождения на застроенной территории, – необходимо проведение дополнительных исследований связанных с оценкой возможности возникновения деформационных процессов и в первую очередь техногенных сейсмических явлений. Эти исследования носят специфический характер, в связи с чем вопрос о создании ГДП до проведения этих исследований следует считать открытым.

В связи с трудностью проведение наземных геодезических работ связанной с застроенностью территории и обеспечением сохранности реперов, возможным вариантом мониторинга может быть проведение исследований сейсмологическими методами и/или методом спутниковой радарной интерферометрии. Данные полученные в результате такого мониторинга позволят получить информацию об опасных событиях на месторождении, углеводородов как в форме деформаций и просадок земной поверхности, так и современной активизации разломов и горизонтальных и вертикальных смещениях массивов горных пород. Это позволит получить реально достоверные модели напряженно-деформированного состояния пласта и призабойных зон добывающих скважин а также будет способствовать снижению социальной напряженности присутствующей при разработке месторождений в сейсмически активных регионах.

Работа выполнена при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 18-45-200001 р_а).

Литература

1. Адушкин В.В., Турунтаев С.Б. Техногенные процессы в земной коре (опасности и катастрофы). М.: ИНЭК, 2005. 252 с.

2. Геостатическое давление и вопросы напряженно-деформационного состояния горных пород в условиях проявления современных движений земной коры на нефтегазовых месторождениях / О.Д. Гусейн-Заде, Г.Я. Шилов, Н.О. Гусейн-Заде и др. // Изв. вузов. Нефть и газ. 1992. № 5. С. 8-13.

3. Добрынин В.М. Деформации и изменения физических свойств коллекторов нефти и газа. М.: Недра, 1970. 239 с.

4. Калугин А.В. Обоснование принципов создания маркшейдерско-геодезических полигонов для контроля сдвижений земной поверхности при разработке нефтяных месторождений в условиях Западной Сибири. Диссертация на соискание ученой степени к.т.н. Пермь: ПГТУ, 2002. 150 с.

5. Кашников Ю.А., Ашихмин С.Г. Механика горных пород при разработке месторождений углеводородного сырья. М.: Недра, 2007. 467 с.

6. Керимов И.А., Бадаев С.В. Сейсмичность и сейсмический режим территории Восточного Предкавказья // Известия КБНЦ РАН. 2014. №1(57). С. 38-45.

7. Керимов И.А., Гайсумов М.Я., Ахматханов Р.С. Деформации пластов в связи разработкой нефтяных месторождений Терско-Сунженской нефтегазоносной области // Геология и геофизика юга России. 2012. № 4. С. 43-52.

8. Керимов И.А., Гайсумов М.Я., Ахматханов Р.С. Техногенная сейсмичность на месторождениях нефти и газа // Геология и геофизика Юга России. 2012. № 1. С. 22-45.

9. Керимов И.А., Гайсумов М.Я., Ахматханов Р.С., Бадаев С.В. Комплексный геодинамический мониторинг на нефтяных и газовых месторождениях Терско-Каспийского прогиба // Вестник Академии наук Чеченской Республики. 2013. № 2(19). С. 103-120.

10. Кратч Г. Сдвижение горных пород и защита подрабатываемых сооружений. М.: Недра, 1978. 494 с.

11. Мирзоев Д.А., Шарафудинов Ф.Г. Геология месторождений нефти и газа Дагестана. Махачкала: Дагестанское книжное издательство, 1986. 312 с.

12. Никонов А.А. Современные движения земной коры. М.: КомКнига, 2006. 192 с.

13. О деформации земной поверхности на разрабатываемом Северо-Ставропольском месторождении газа / Ю.В. Терновой, В.Н. Сергеев, В.Г. Гниловский и др. // ДАН СССР. 1965. Т. 164. № 4. С. 885-888.

14. Пискулин В.А. Геодезические данные о деформации земной поверхности в районе Газли // Геодезия и картография. 1978. №23. С. 24-28.

15. Сабанаев К.А., Черкашин В.И., Шалбузова Л.В. Тектоническая карта Дагестана масштаба 1: 500 000 // Вестник Дагестанского научного центра РАН. 2014. № 53. С. 30-39.

16. Сидоров В.А., Кузьмин Ю.О. Современные движения земной коры осадочных бассейнов. М.: Наука, 1989. 183 с.

17. Современная геодинамика и нефтегазоносность / Сидоров В.А., Багдасарова М.В., Атанасян С.В. и др. М.: Наука, 1989. 199 с.

18. Тектоника и нефтегазоносность Северного Кавказа / А.И. Летавин, В.Е. Орел, С.М. Чернышев и др. М.: Наука, 1987. 96 с.

19. Щелкачев В.Н. Разработка нефтеводоносных пластов при упругом режиме. М.: Гостоптехиздат, 1959. 469 с.

УДК 551.435.627

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ОПОЛЗНЕВОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА ЛИНЕЙНЫЕ ХОЗЯЙСТВЕННЫЕ ОБЪЕКТЫ РЕСПУБЛИКИ СЕВЕРНАЯ ОСЕТИЯ-АЛАНИЯ

Кюль Е.В.

ЦГИ КБНЦ РАН, Нальчик, Россия

Введение

Республика Северная Осетия – Алания (РСО-Алания) в географическом отношении расположена в центральной части северного склона Большого Кавказа. Основные линейные хозяйственные объекты (федеральные автодороги), соединяющие Российскую Федерацию с Закавказьем, проходят именно через территорию Северной Осетии. Это, в первую очередь, Транскавказская магистраль (Владикавказ – Цхинвал) и Военно-Грузинская автомагистраль (Владикавказ – Тбилиси). К ним ещё можно добавить ряд республиканских автодорог (Чикола – Мацута и др.), в т.ч. перевальных, соединяющих между собой отдельные ущелья. Именно бесперебойная работа этих линейных объектов обеспечивает основной пассажирский и грузовой поток между Россией и соответственно Южной Осетией и Грузией, а также отдельными административными районами республики. Поэтому предупреждение опасных процессов и защита от них становится актуальной и первоочередной задачей.

Взаимосвязь между особенностями геолого-геоморфологического строения РСО-Алании и образованием ОЭП

В Северной Осетии в силу физико-географических особенностей природной среды (вулканизм и неотектоника, современное оледенение, наличие слабосвязных и легкорастворимых горных пород, сложно-расчленённый рельеф и, как следствие развитие зональных форм рельефа) широко развиты экзогенные процессы (табл.1). Участки активизации опасных процессов относятся к экологически неблагоприятным объектам [4, 5]. Как видно из таблицы на территории Центрального Кавказа, в т.ч. и РСО-Алании, они являются важным элементом геолого-экологических условий, понижающим геодинамическую устойчивость природных ландшафтов [1, 2, 3]. Причём в их проявлении по территории чётко прослеживается линейная (широтная) дифференциация. Так в зоне современного оледенения, т.н. нивально-гляциальной зоне, широко развиты снежно-ледовые обвалы, снежные лавины и гляциальные сели. В геоморфологическом отношении рельеф представлен Главным Кавказским и Боковым хребтами с Южной межгорной депрессией, Северной сланцевой депрессией и Скалистым хребтом, а также серией среднегорно-низкогорных хребтов (Меловой, Пастбищный) с межгорными депрессиями. Снеговая граница проходит по горизонтали 3000 м и более. В зоне развития протерозойских и палеозойских магматических и метаморфических, юрских и меловых осадочных пород образуются обвалы и осыпи. В песчано-глинистых толщах нижней и средней юры и палеоген-неогеновых глин формиру-

ются оползни, а в гипсах и известняках юры и мела – карст. В районах тектонической активности, т.н. интразональных районах (Задалеск-Верхне-Балкарская, Садоно-Унальская, Цейская, Бадская, Нарская зоны сейсмической активности), распространены тектонические оползни, обвалы и осыпи (табл. 1).

Таблица 1

Сравнительный анализ физико-географических особенностей территории Центрального Кавказа (горная часть)

№ n/n	Особенности геолого-геоморфологического строения территории	Часть северного склона	
		Центральный Кавказ	
		КБР	РСО-Алания
1.	Орография и геологическое строение: абсолютные высоты, в м.	1000<H<5700	1000<H<5100
	Литология и степень развития ЭГП (линейная дифференциация): гипсы и известняки юры и мела – карст	среднегорно-низкогорные и среднегорно-высокогорные хребты	
	- песчано-глинистые толщи нижней и средней юры и палеоген-неогеновые глины – оползни		
	- протерозойские и палеозойские магматические и метаморфические, юрские и меловые осадочные породы: обвалы и осыпи	вся горная часть	
	- нивально-гляциальная зона: снежно-ледовые обвалы, снежные лавины и гляциальные сели	максимальная	
	- интразональные районы-районы тектонической активности: тектонические оползни. обвалы и осыпи	максимальная (за счёт тектоники)	
2.	Зональное развитие основных форм рельефа (7 хребтов и депрессий): степень выраженности в рельефе	максимальная (7)	минимальная (4)
3.	Общая асимметрия, км.: смещение главного водораздела	-	-
4.	Зональность орографических элементов:	максимальная	минимальная
	-чередование сужений и расширений;	расширение максимальное	сужение максимальное
	поперечное расчленение;	максимальное (до 2000м)	
	- тип рисунка речной сети	центростремительный	центростремительный
5.	Неотектоника: - скорость поднятий;	максимальная >3-4 мм в год	3-4 мм в год
	- признаки поднятий в рельефе	аномалии профилей рек и изменение мощностей пойменно-русловых отложений	
6.	Сейсмичность: - сейсмичные зоны	Лабино-Малкинская Пшекиш-Тырныаузская (6-7 баллов) Штулу-Харезская Штулинская	Садоно-Унальская Цейская Бадская Нарская
		Задалеск-Верхне-Балкарская	
7.	Вулканизм	Эльбрусский вулканический комплекс	Казбекский вулканический комплекс

Оползневая деятельность на территории РСО-Алании

Оползневые процессы несут угрозу населенным пунктам, нередко угрожая жизни людей, а также различным линейно-хозяйственным объектам (ЛХО) таким, как автодороги, ЛЭП и др. В числе высокогорных оползней, катастрофическая активизация которых зарегистрирована в XX веке, можно отметить Даллагкауский (1905, 1987), Луарский (1937, 1984), Бизский (1963), Турмонский (1981), Мацутинский (1990) и др. Многие оползни имеют сейсмогенное происхождение. Именно оползни такого типа, имея грандиозные размеры, в основном, угрожают ЛХО. Рассмотрим подробнее некоторые из крупных оползней по речным бассейнам республики в пределах ЛХО (табл. 2).

Бассейн р. Урух. Мацутинский оползневой массив (ОМ) находится в числе оползней, чья катастрофическая активизация зарегистрирована в XX веке и расположен на правом борту долины р. Урух на высотной отметке 1500 м (29-31 км автодороги Чикола-Мацута). В плане оползень удлиненно-овальной формы, протяженностью 1,2 км, шириной 260-440 м, площадью 0,4 кв. км, объемом до 15,5 млн куб. м. Крутизна оползневой поверхности 10-15°, базис оползня у р. Урух 1100 м. Поверхность неровная и представлена террасами, трещинами и стенками отрыва, впадинами, буграми, рвами различной формы. Мощность оползневых накоплений в верхней части 20-30 м, в нижней (фронтальной) до 40-50 м. В перемятой части терригенных образований много глинисто-щебнистых фаций.

Мацутинский ОМ образовался 17.05.1990 г. Причина образования: Джавское землетрясение и ливневые осадки, то есть переувлажнение грунтов склона. Последствия схода оползня: перекрытие русла р. Урух и образование подпрудного озера, а также уничтожение участка автодороги Чикола-Мацута на протяжении 400 и 550 м. Дважды еще имели место активизации оползня (26.06.91 г. и 10.06.93 г.) в результате подмыва р. Урух, подрезки склона и ливневых осадков. Характер движения оползневых масс: трещинные деформации развиваются, в основном, на фронтальной части оползня, где проходит автодорога Чикола – Мацута и ЛЭП-35. Происходит осадка и оползание крупных блоков с фронтального уступа в пойму р. Урух. При этом за счёт разницы в скорости движения оползневых масс идёт формирование зоны сжатия в нижней части оползня. Предыдущий период активизации наблюдался в 2002 году. В 2005 г. развитие оползня вошло в стадию вторичных смещений (релаксации) после сильного нарушения равновесия в 2002 году. Были заложены поперечные трещины растяжения у подножья головной стенки (ширина до 50 мм) и сдвиговых трещин вдоль левого (северного) борта. Развитие оползня приобретает циклический характер. Скорость движения оползневых масс на трех уровнях почти одинакова. Это может означать, что оползень смещается единым блоком.

Последняя активизация Мацутинского ОМ произошла в июле 2018 года в результате подрезки склона вспомогательной дорогой при проведении газопровода в средней части оползня (рис. 2, 3). Также вероятно повлияли на устойчивость оползневых масс и дорожные работы при расширении полотна автодороги Чикола – Мацута в 2018 году. Техногенные последствия усугубились в результате ливневых дождей, прошедших в июле 2018 года. На рисунке 2 и в таблице 3 показаны результаты обследования автодороги на предмет природной опасности, в т.ч. оползневой в районе ОМ Мацутинский и близлежащей территории.

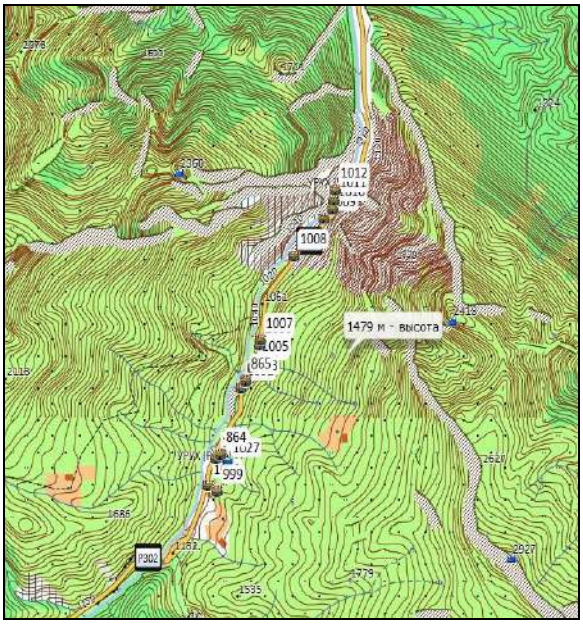
Таблица 2

Оползневые массивы РСО-Алании (по основным речным бассейнам)

№	Оползневой массив		ЛХО	Типы ОМ					
	№	привязка		по размеру	по направлению движения	по типу движения	по структуре	по глубине захвата г.п.	по динамике движения и генезису
1	Бассейн р. Ардон, а/д Чикола-Мацута								
	1	Мацутинский ОМ, п.б. р. Урух в 1,5 км к северу от с. Мацута Ирафского района	29-31 км а/д Чикола-Мацута	грандиозный	прогрессивный	скольжения	консеквентный	очень глубокий	активный, Задалеск-Верхне -Балкарская зона Скалистый хребет, южный склон
2	Р. Ардон, Транскавказская магистраль								
	2	*Бизский ОМ, л.б. р. Ардон	Транскам	?	регрессивный	то же	то же	глубокий?	активный (подрезка а/д). Садоно-Унальская зона. Скалистый хребет, южный склон
	3	Зинцар I, л.б. р.Ардон	То же	грандиозный	прогрессивный	скольжения	консеквентный	глубокий до очень глубокого	то же
2а	Р. Ардон (бассейн р. Цеядон, левого притока), а/д Бурон-Цей								
	1	Верхне-Цейский ОМ	а/д по Цейскому ущелью	грандиозный?	то же 4-регрессивный	то же	то же	глубокий – очень глубокий	Цейский хребет, отрог Бокового хребта, южный склон 4-активный (подмыв рекой)
	2	Б.Хукалинский ОМ							
	3	Средне-Цейский ОМ							
	4	**Нижне-Цейский ОМ							

Примечания: ОМ – оползневые массивы; л.б. – левый борт; а/д – автодорога; ? – уточнение данных; * – природно-антропогенный; ** – подпитка селей.

Рис. 1. Мацутинский оползневой массив
(красным выделена активная часть оползня, июль 2018)



Масштаб
топоосновы 1: 100000

Рис. 2. Результаты GPS-съёмки оползневой деятельности в бассейне р. Урух
(район ОМ Мацутинский)

Бассейн р. Ардон. В настоящее время основные оползни, угрожающие Транскавказской магистрали (см. таблицу 2): Биз, Зинцар I, а также оползневые массивы в районе Нижне-Зарамагского водохранилища (Калм, Мсита, Нижне-Зарамагский) находятся в стадии стабилизации. Наиболее опасен ОМ Зинцарский I. Он расположен на левом борту р. Ардон напротив села Зинцар. Мощность отложений тела около 30 м, в центральной части она уменьшается до 18 – 20 м, в головной снова возрастает до 40 м. В строении оползня

выделяются два блока: верхний и нижний. Верхняя часть верхнего блока крупнообломочная, нижняя – глинисто-щебнистая. Автодорога проходит непосредственно по телу оползня, разрезая его на 2 части.

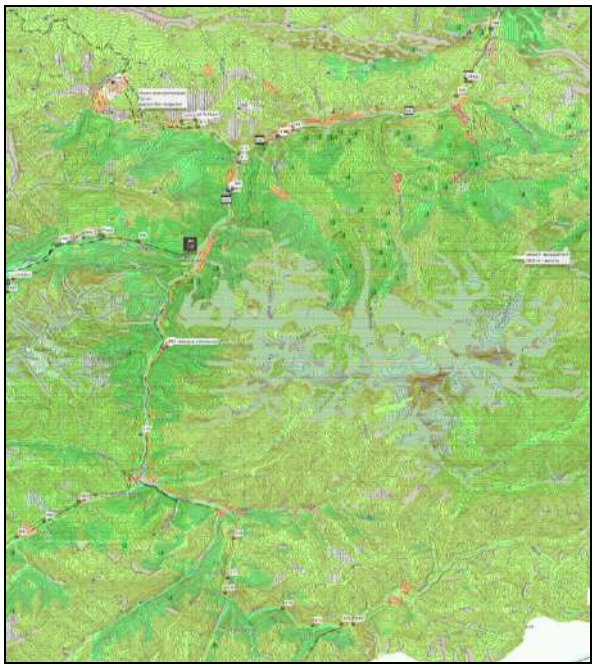
Цейский участок. Серия оползневых массивов в районе автодороги Бурон-Цей находится в активном состоянии, в основном из-за подрезки склона в результате дорожных работ. Здесь возможны камнепады, обвалы и осыпи.

Таблица 3

Оползневые, в т.ч. обвально-осыпные и просадочные участки в районе автодороги Чикола-Мацута, Р302. Август 2018 года

№ точки	Привязка	Координаты		Высота
		N	E	
999	Мацутинский оползень	N42° 59.411’	E43° 47.042’	1211 м
1000	Мацутинский оползень	N42° 59.457’	E43° 46.936’	1128 м
1001	Мацутинский оползень	N42° 59.675’	E43° 47.030’	1117 м
1027	Мацутинский оползень	N42° 59.623’	E43° 47.163’	1185 м
1002	Оползневой участок (1002-1005)	N43° 00.242’	E43° 47.330’	1127 м
1003	Оползневой участок	N43° 00.289’	E43° 47.384’	1117 м
1004	Оползневой участок	N43° 00.402’	E43° 47.473’	1100 м
1005	Оползневой участок	N43° 00.437’	E43° 47.511’	1098 м
1006	Оползневой участок (1006-1007)	N43° 00.586’	E43° 47.547’	1098 м
1007	Оползневой участок	N43° 00.626’	E43° 47.557’	1108 м
1008	Оползневой участок (просадки)	N43° 01.302’	E43° 47.957’	1048 м
1009	Обвально-осыпной участок	N43° 01.580’	E43° 48.279’	1014 м
1010	Оползневой участок (1010-1011)	N43° 01.684’	E43° 48.418’	1008 м
1011	Оползневой участок	N43° 01.754’	E43° 48.433’	1003 м
1012	Оползневой участок	N43° 01.836’	E43° 48.446’	993 м

На рисунке 3 и в таблице 4 показаны результаты обследования Транскама от села Биз до Рокского тоннеля.



Масштаб
топоосновы 1: 100000

Рис. 3. Результаты GPS-съёмки оползневой деятельности в бассейне р. Ардон (Транскам, участок от села Биз до Рокского тоннеля). Июль 2018

Таблица 4

Оползневые, в т.ч. обвально-осыпные и просадочные участки в районе Транскавказской магистрали. Июль 2018 года

№ точки	Привязка	Координаты		Высота
		N	E	
Цейское ущелье. Автодорога Бурон-Цей				
991	Оползневой участок	N42° 47.931’	E43° 55.645’	1690 м
992	Оползневой участок	N42° 47.964’	E43° 55.745’	1709 м
993	Оползневой участок	N42° 48.126’	E43° 56.542’	1750 м
994	Оползневой участок	N42° 48.183’	E43° 57.074’	1713 м
995	Оползневой участок	N42° 48.150’	E43° 57.170’	1697 м
996	Оползневой участок	N42° 48.023’	E43° 58.293’	1546 м
Ардонское ущелье,Транскам				
988	Оползневой участок	N42° 53.728’	E44° 10.013’	889 м
Закинское ущелье, Транскам				
973	Обвально-осыпной участок	N42° 37.808’	E44° 05.052’	2009 м
974	Оползневой участок	N42° 37.760’	E44° 04.081’	1991 м
975	Обвально-осыпной участок	N42° 38.225’	E44° 03.106’	1934 м
977	Обвально-осыпной участок	N42° 39.034’	E44° 01.272’	1792 м

Выводы

В ходе полевых обследований летом 2018 года было выявлено в стадии активизации: 1) в бассейне р. Урух, ЛХО автодорога Чикола-Мацута, 5 основных оползневых участка, в т.ч. ОМ Мацутинский и 1 обвально-осыпной участок; 2) в бассейне р. Ардон, ЛХО Транскам, 8 оползневых и 3 обвально-осыпных участка; ЛХО автодорога Бурон-Цей, 6 оползневых участков. Основные причины активизации: подрезка склонов при дорожных работах и ливневые осадки. Наибольшую угрозу представляет ОМ Мацутинский, где необходим мониторинг и разработка мероприятий по стабилизации ОМ.

Литература

1. Кюль Е.В., Марченко П.Е. О взаимосвязи между региональными особенностями геолого-геоморфологического строения территории Северного Кавказа и пространственным распределением экзогенных геологических процессов // Северный Кавказ в системе стратегического развития России. Материалы Всероссийской научно-практической конференции. 2011. С. 21-28.

2. Кюль Е.В., Марченко П.Е. О пространственных закономерностях в распределении опасных природных процессов на территории некоторых районов Северного Кавказа // Известия Кабардино-Балкарского научного центра РАН. 2013. №5. С. 46-52.

3. Кюль Е. В. Тектонические оползневые массивы Центрального Кавказа // Геология и геофизика Юга России. 2017. №2. С. 67-81.

4. Томаев В.А., Хацаева Ф.М. Развитие оползней в зонах палеосейсмодислокаций горных территорий РСО-Алания // Казанская наука. 2010. № 9. С. 1016-1019.

5. Хацаева Ф.М., Томаев В.А. Оползневая опасность бассейнов горных рек Республики Северная Осетия – Алания // Современные проблемы науки и образования. 2015. № 1-1. С. 1821.

УДК 504.75+614.76

О СПОСОБАХ РЕАБИЛИТАЦИИ ГОРОДСКОЙ АТМОСФЕРЫ (НА ПРИМЕРЕ Г. ВЛАДИКАВКАЗА)

Майсурадзе М.В., Дзобелова Л.В.

ГФИ ВНЦ РАН, Владикавказ, Россия

Введение

Уровень загрязнения воздуха остается опасно высоким во многих регионах планеты. По новым данным Всемирной организации здравоохранения (ВОЗ), 9 из 10 человек дышат воздухом с высокой концентрацией загрязняющих веществ. По оценкам ВОЗ, каждый год около 7 миллионов человек умирают от последствий вдыхания воздуха, содержащего взвешенные частицы, способные проникать глубоко в легкие и сердечно-сосудистую систему, вызывая такие заболевания, как инсульт, болезни сердца, рак легких, респираторные инфекции, включая пневмонию [7].

Рис. 1. Расчетные показатели по регионам ВОЗ

От смога, висящего над городами, до дыма внутри жилых помещений – загрязнение воздуха представляет собой одну из серьезнейших угроз для здоровья человека и климата. Более 80% людей, проживающих в городских районах, где ведется мониторинг качества воздуха, подвержены воздействию загрязнения воздуха, по своему уровню превышающего предельные значения, установленные в руководствах ВОЗ.

К 2025 г. городское население составит 2/3 от мирового. Более половины горожан проживает в городах с населением более 500 тыс. человек, и с каждым годом доля населения, живущего в крупных городах, растет.

Проблема реабилитации городской атмосферы

Современные тенденции в градостроительстве (рост и уплотнение застройки городского пространства) вытесняют места комфортного отдыха человека, то есть такие места, которые отделяют человека от факторов, пагубно сказывающихся на психологическом здоровье населения города (шума, пыли и агрессивной городской среды). Особенно это чувствуется в центральной части крупных городов. Точечная застройка увеличивает плотность населения и зачастую нормы по количеству озеленения на одного жителя там не соблюдаются [6].

Рост городского населения, увеличение объемов выпускаемой продукции, масштабов загрязнения, объемов сточных вод и пр., также приводит и будет в дальнейшем способствовать возрастанию нагрузки на окружающую среду. В связи с этим необходимо разрабатывать более эффективные программы и проводить соответствующие мероприятия по «экологизации» новых технологий [1].

Одним из таких выходов является озеленение городов. Будучи результатом антропогенной деятельности, городская среда изменяет природную составляющую, вносит коррективы в экологический баланс. Все более расширяющиеся города сегодня часто напоминают сплошные строительные площадки, вытесняющие не менее важную часть декоративного благоустройства.

Между тем, зеленые насаждения выполняют различные, существенные функции, как санитарно-гигиенические, так и эстетические.

Важнейшей задачей каждого города, как сказано ранее, является экология. Зеленые насаждения (ЗН) позволяют значительно улучшить состояние окружающей среды. В работе использованы результаты исследований В.Н. Габеева [5].

Зеленые насаждения значительно уменьшают вредную концентрацию находящихся в воздухе газов. Так, концентрация окислов азота, выбрасываемых промышленными предприятиями, снижалась на расстоянии 1 км от места выброса до 0,7 м/м^3 воздуха, а при наличии зеленых насаждений до 0,13 м/м^3 воздуха. Вредные газы поглощаются растениями, а твердые частицы аэрозолей оседают на листьях, стволах и ветках растений.

По мере того, как глобальное движение по борьбе с загрязнением воздуха набирает обороты, к решению проблемы присоединяются новаторы, презентуя решения и технологии, которые позволяют убрать некоторые опасные токсины, проникающие в наши легкие, а также содействующие изменению климата. Ниже представлены инновационные бизнес идеи, предлагающие новейшие технологии для борьбы с загрязнением воздуха.

«Био-солнечный лист» – сделает работу 100 деревьев. Ученые Королевского колледжа Лондона сотрудничают со стартапом Arborea в разработке первого в мире «био-солнечного листа» (BioSolar Leaf) – крупных панелей, покрытых крошечными растениями, которые впитывают углекислый газ и выделяют кислород с эффективностью равноценно 100 деревьям с учетом площади поверхности одного дерева. Система культивации также производит органическую биомассу, из которой Arborea добывает пищевые добавки для пищевых продуктов на растительной новости.

Королевский колледж предоставляет компании Arborea финансирование для разработки наружного пилотного участка на территории кампуса Белого города в Лондоне (White City Campus), чтобы компенсировать экологическое воздействие учреждения.

Когда дерево не дерево? Когда это CityTree. Живые стены из мха немецкого стартапа GreenCitySolutions, построенные на деревянных лавках, являются первой в мире интеллектуальный биотехнологический воздушный фильтр и вдобавок приятным пространством для отдыха после длительной ходьбы по городу.

Стена состоит из разных видов мха, которые естественным образом поглощают загрязнение. Мох располагается в укрытие тенистых растений, что позволяет ему благополучно произрастать в иначе враждебной городской среде. Солнечные панели обеспечивают электроэнергию конструкции, которая собирает дождевую воду и перераспределяет её по встроенной системе ирригации. Вдобавок, живые стены создают охлаждающий эффект для окружающих территорий. Создатели стены утверждают, что она может поглотить такой-же объем загрязнения, что и сотни деревьев, занимая при этом малую долю площади земли. Риэлтерская компания The Crown Estate провела установку такой стены возле оживленной площади Пикадилли в Лондоне, в Париже и Берлине [8].

Роль зеленых насаждений в формировании экологической среды г. Владикавказа

Далее мы рассмотрим экологическую роль зеленых насаждений в задаче формирования экологической, комфортной среды на территории г. Владикавказа.

Зеленые насаждения способствуют образованию воздушных течений. В жаркие дни нагретый воздух городской застройки поднимается вверх, а на его место поступает более холодный воздух с территорий зеленых насаждений. Эти воздушные течения т.н. явление конвекции боле отчетливо проявляется окраине города. В прохладные дни воздушные течения не возникают. Глубина проникновения воздушных течений в городскую застройку зависит от ее характера. При плотной периметральной застройке воздушные течения быстро ослабевают, а при свободной – воздушные течения проникают в глубь города значительно дальше. Отметим, что в исследовании, проведенном под руководством В.Б. Заалишвили [3], было установлено, что в настоящее время загрязнение территории г. Владикавказа тяжелыми металлами в значительной степени формируется воздушными потоками, двигающимися в соответствии с розой ветров города, которые проходят сквозь большие «горы» отходов в районе Черменского шоссе, почти полностью снимая указанную причину с оснащенного различного рода, пусть даже недостаточно, очистными сооружениями завода «Электроцинк», значительно ухудшая санитарные условия территории [3, 4].

Большинство растений выделяет летучие и нелетучие вещества – фитонциды, обладающие способностью убивать вредные для человека болезнетворные бактерии или тормозить их развитие. Особенно много фитонцидов образуют хвойные породы; 1 га можжевельника выделяет в сутки 30 кг летучих веществ. Большое количество фитонцидов (20-25 кг) выделяют сосна и ель. Благодаря способности растений выделять фитонциды воздух парков содержит в 200 раз меньше бактерий, чем воздух улиц.

Зеленые насаждения, располагаемые между источниками шума (транспортные магистрали, электропоезда и т. д.) и жилыми домами, участками для отдыха и спортивными площадками, снижают уровень шума на 5-10%. Кроны лиственных деревьев поглощают 26% падающей на них звуковой энергии. Хорошо развитые кустарниковые и древесные породы с густой кроной на участке шириной в 30-40 м могут снижать уровни шума на 17 – 23 Дб, небольшие скверы и внутриквартальные посадки с редкими деревьями – на 4-7 Дб. Крупные лесные массивы снижают уровни шума авиационных моторов на 22-56% по сравнению с открытым местом на том же расстоянии. Наличие травяного покрова также способствует уменьшению уровня шума на 5-7 фонов. Уровень шума в разных районах города специально изучался ранее [2].

Из всех видов ЗН парки являются наиболее универсальными по своим функциональным возможностям и включают большое разнообразие рекреационных услуг.

На сегодняшний день в столице республики имеется два парка общегородского значения: парк им. К.Л. Хетагурова (ЦПКиО) и Детский парк им. Жуковского, а также один парк районного значения (Комсомольский).

Парк им. К.Л. Хетагурова основан в начале 19 века и с тех пор стал планомерно расширяться. Парк расположен на правом берегу р. Терек, в исторической части г. Владикавказа. Основную долю зеленых насаждений парка составляют деревья с невысокими декоративными свойствами, что является довольно существенным недостатком. Например, произрастающие на его территории тополь канадский, клен ясенелистный, ясень зеленый рано теряют свои декоративные свойства, поэтому для парковых посадок в условиях Владикавказа большой ценности не представляют. В то же время в парке совсем мало высокодекоративных деревьев (как, например, тополь белый и др.).

Комсомольский парк располагается в центральной части города на территории Городского кладбища. Началом его основания является 1948 г.

Почва на территории парка достаточно плодородна, но почти на всей ее площади горизонты перемешаны, в некоторых местах на поверхность выходят галечники и могильные плиты, что затрудняет произрастание древесной растительности.

Территория парка характеризуется в основном регулярной планировкой. Здесь произрастают в основном одновозрастные насаждения лиственных и хвойных. Последние представлены двумя видами сосны (Банкса и Коха).

Детский парк им. Жуковского. Парк располагается в центральной части города. Ранее на его территории была Александровская площадь. Но в 1934 был разбит сквер, а еще через пять лет был отрыт собственно парк.

В парке произрастают разновозрастные деревья и кустарники более 25 видов. Из них сформированы сложные, разные по составу зеленые насаждения.

Постоянная антропогенная нагрузка, которой подвергаются ЗН парка, отрицательно сказывается на них. В северной части парка сформированы открытые ландшафты с незначительной сомкнутостью крон, где посетители ведут активный отдых, уплотняя почву и нанося механические повреждения древесной растительности, что приводит к значительном опаду деревьев и кустарников [5].

В г. Владикавказе сады и скверы начали появляться с 19 в. Первые парки города вначале также были созданы, соответственно, как сад и сквер.

Один из самых первых скверов Владикавказа – Пушкинский, заложение которого было приурочено к 100-летию со дня рождения великого русского поэта в 1899 г. Упомянутый сквер был создан на том месте, где останавливался поэт, направляясь в Тифлис.

На левом берегу города все ЗН общего пользования были созданы в 50-х и последующих годах 20 века. Среди них – сад З. Космодемьянской, скверы при Осетинском театре, на площадях победы и Дружбы народов и др.

Сад им. Колиева, расположенный на углу улиц Кутузова и Павленко, был основан в конце 19 в. На территории сада произрастают деревья с более чем вековым возрастом, а также деревья, посаженные в начале прошлого века.

Большим достоинством сада является его широкий видовой состав (26), в котором преобладают лиственные деревья. Кустарники представлены единственным кустом бузины черной. Большую половину деревьев составляют ясени.

В целом все массивы ЗН нуждаются в охране, уходе, реконструкции, посадке живых изгородей и обустройстве – создании дорожно-тропиночной сети и т.д. [5].

Выводы

Таким образом, можно сделать вывод, что зелёные насаждения имеют огромное значение в жизни человека. Одним из путей улучшения городской среды является озеленение. Зеленые насаждения поглощают пыль и токсичные газы. Они участвуют в образовании гумуса почвы, обеспечивающего её плодородие. Формирование газового состава атмосферного воздуха находится в прямой зависимости от растительного мира: растения обогащают воздух кислородом, полезными для здоровья человека фитонцидами и легкими ионами, поглощают углекислый газ. Зеленые растения смягчают климат. Растения усваивают солнечную энергию и создают из минеральных веществ почвы и воды в процессе фотосинтеза углеводы и другие органические вещества. Без растительного мира жизнь человека и животного мира невозможна.

Во Владикавказе накоплен богатый опыт в озеленении. Возникающие новые зеленые насаждения неизменно меняют облик города в лучшую сторону. Конечно, ситуация в столице Северной Осетии далека от идеальной, особенно если проводить сравнения с другими городами Северного Кавказа сравнение будет явно не в пользу Владикавказа. Впрочем, работы в данном направлении ведутся, и в последние годы – более активно: благоустраивается набережная, в разных частях города возникают новые скверы.

Ежегодно по инициативе администрации города проводится акция «Посади свое дерево», в которой принимают участие все желающие.

Но отметить следующие факты все же стоит. Во Владикавказе недостаточно парков, а имеющиеся сосредоточены крайне неравномерно: все 4 парка располагаются на правом берегу р. Терек. Также вызывает нарекания их все еще слабая обустроенность и малая возможность их использования в рекреационных целях.

В 2019 году темой ежегодно отмечаемого 5 июня Всемирного дня окружающей среды было загрязнение воздуха. Качество воздуха, которым мы дышим, зависит от ежедневно принимаемых нами в повседневной жизни решений.

Литература

1. Голик В.И., Комащенко В.И., Дребенштедт К. Охрана окружающей среды // Учебное пособие для студентов высших учебных заведений, обучающихся по специальности «Технология и техника разведки месторождений полезных ископаемых» направления подготовки «Технологии геологической разведки» и направлению «Прикладная геология». Сер. Для высших учебных заведений. М.: ВШ, 2007. 272 с.

2. Заалишвили В.Б., Бериев О.Г., Закс Т.В., Медико-экогеофизический мониторинг урбанизированной горной территории // Труды VII Международной научной конференции «Устойчивое развитие горных территорий в условиях глобальных изменений». 2010. С. 3-6.

3. Заалишвили В.Б., Бурдзиева О.Г. Бериев О.Г., Закс Т.В., Кануков А.С. Об экологических аспектах современной урбанизированной территории при сильных землетрясениях // Труды IX Российской Национальной конференции по сейсмостойкому строительству и сейсмическому районированию. Сочи, 2011а. С. 8-15.

4. Заалишвили В.Б., Бурдзиева О.Г. Бериев О.Г., Закс Т.В., Кануков А.С. Изучение развития новообразований у жителей урбанизированной горной территории // Труды II Международной научно-практической конференции «Молодые ученые в решении актуальных проблем науки». Владикавказ, 2011б, Часть 1. С. 148-152.

5. Природные ресурсы Республики Северная Осетия-Алания / Отв. ред. В.С. Вагин; Управление природных ресурсов и охраны окружающей среды МПР России по РСО-Алания. Владикавказ: Проект-пресс, 2004. Т.: Зеленые насаждения / Науч. ред. В.Н. Габеев. С. 46-100.

6. Булдакова Е. А. Решение проблем экологии путем организации мобильных систем озеленения [Текст] // Технические науки: теория и практика: материалы Междунар. науч. конф. (г. Чита, апрель 2012 г.). Чита: Издательство Молодой ученый, 2012. С. 112-119.

7. https://www.who.int/airpollution/ru/]/

8. https://www.unenvironment.org/ru/novosti-i-istorii/story/

УДК 551.248.2

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ СУФФОЗИИ НА ПЛОЩАДКЕ РОСТОВСКОЙ АЭС

Макеев В.М.[1], Макарова Н.В.[2], Суханова Т.В.[2], Коробова И.В.[1]

[1]ИГЭ РАН, Москва, Россия

[2]МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Введение

Район исследования находится на юге России в Ростовской области в междуречье р. Дон и его левого притока р. Сал, на левом берегу Дона, в 15 км восточнее г. Волгодонска и плотины Цимлянской ГЭС (рис. 1). Долина Дона при образовании Цимлянского водохранилища в 1952 г. была затоплена, включая пойму и I террасу, и урез воды в настоящее время находится на абсолютной высоте 36 м, что более чем на 20 м выше прежнего. В связи с этим резко активизировались процессы абразии побережья.

В последнее время в этом районе активизировались и суффозионные процессы в виде появления форм проседания грунта на водоразделах, склонах и днищах балок и оврагов, неравномерных наклонов земной поверхности, о чем говорят изменение высоты и смещения геодезических реперов на территориях расположения инженерных объектов. Все это может негативно влиять на безопасность эксплуатации различных инженерных сооружений, в том числе ответственных. К примеру, они могут вызвать крены и осадки находящихся здесь плотины Цимлянского водохранилища, энергоблоков и других сооружений Ростовской атомной электростанции (далее РоАЭС). Для активизации суффозионных процессов здесь имеется комплекс условий: геологические, тектонические, гидрогеологические, геоморфологические, а также техногенные.

Цель исследований – выяснить причины проявления в последнее время интенсивных процессов на северном склоне Сальско-Донского поднятия и, в частности, в районе размещения РоАЭС. Для этого необходимо было исследовать возможное влияние на эти процессы указанных выше геологических условий, а также техногенного фактора.

Основными методами изучения территории являлись структурно-геоморфологический, применяемый при анализе новейшего тектонического строения территории и выделении региональных и локальных структурных форм, геодинамический – для оценки современного поля напряжений. От геодинамических условий зависят некоторые текстурные и структурные особенности отложений, развитых на территории размещения РоАЭС, являющихся основанием промплощадки АЭС. Большое значение имеет анализ буровых данных, на основании которых определялась морфология погребенных поверхностей – кровли и подошвы верхнеолигоцен-нижнемиоценовых и плиоценовых отложений. При этом учитывались геодезические, геофизические, геохимические и др. данные.

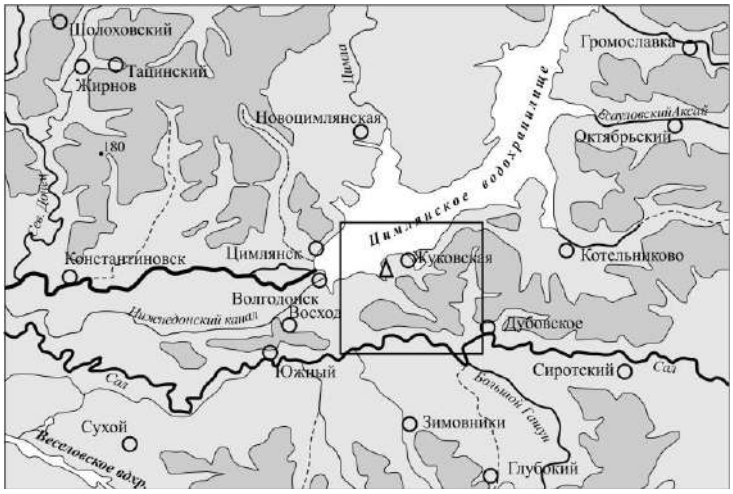


Рис. 1. Обзорная схема района размещения Ростовской АЭС. Значок в виде треугольника – местоположение площадки РоАЭС.

Геологические условия развития суффозионных процессов

В строении района исследований принимают участие три разновозрастные и различные по литологии толщи отложений [1, 2]. Нижняя из них – верхнеолигоцен-нижнемиоценовая майкопская серия (Pg_3-N_1 mk) (ее нижняя часть) – представлена исключительно глинами. Глины темно-серые, с коричневатым, зеленоватым или голубоватым оттенком, плотные, часто песчанистые, содержащие прослои глауконитового песка, иногда известковистые. Глины залегают на абс. отметках 8-15 м или на 20-28 м ниже современного уровня водохранилища. На территории исследования бурением установлена их мощность, меняющаяся от 10 до 27 м. К западу и югу она постепенно увеличивается до 120-140 м. Поверхность глин неровная, со следами размыва, имеет уклон на юго-запад в соответствии с падением крыла антиклинальной складки, ядро которой они слагают. Глины являются региональным водоупором для грунтовых и подземных вод.

На глинах майкопской серии с размывом и несогласием горизонтально залегают пески плиоценового возраста, слагающие ергенинскую свиту (N_2e).

Пески светло-желтые и белые, кварцевые, разнозернистые, местами пылеватые, в нижней части гравийные, с мелкой галькой, разной плотности, горизонтально и косослоистые. Они являются древним аллювием Дона, направлявшегося с севера на юг и образовавшего обширный разлив перед растущим Ставропольским поднятием. Мощность песков в пределах исследуемого района 8-24 м. К югу она увеличивается до 30 м и более. Кровля песков в пределах исследуемого района находится примерно на одном гипсометрическом уровне – около 29-31 м абс. высоты, и лишь в отдельных местах она понижена до 25-26 м. Таким образом, это на 5-10 м ниже современного уровня водохранилища. Вследствие этого в полосе, прилегающей к водохранилищу, часть песков может быть водонасыщена так же, как и в нижней их части на контакте с майкопскими глинами, что отмечается по данным бурения.

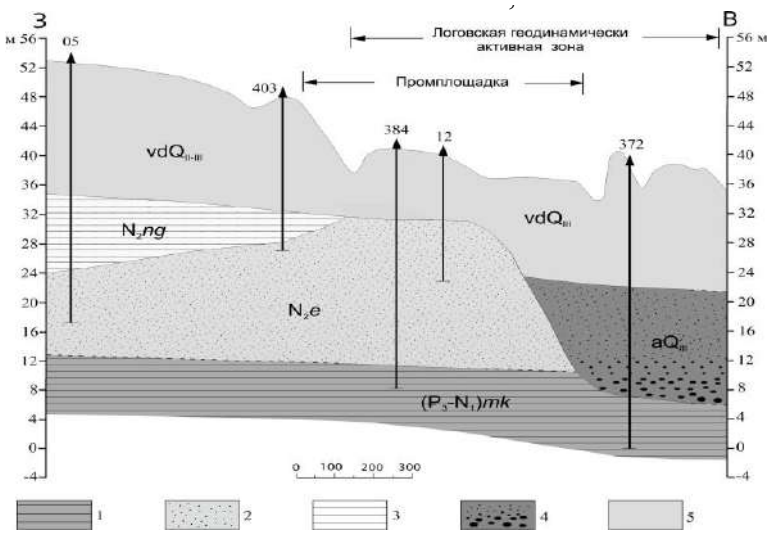


Рис. 2. Геолого-геоморфологический разрез по линии 1-1[1] площадки РоАЭС, включая ее окрестности (положение разреза см. на рис. 4)

1 – глины майкопской серии позднеолигоцен-раннемиоценовые (Pg_3–N_1); 2 – пески ергенинской свиты (N_2e) плиоценовые; 3 – глины нагавской свиты плиоценовые (N_2ng); 4 – аллювий II террасы р. Дон, сложенный разнозернистыми песками с гравием и галькой в основании (aQ_{III}); 5 – покровный лессово-почвенный комплекс эолово-делювиального генезиса средне-поздненеоплейстоценовый и поздненеоплейстоценовый (vdQ_{II-III})

Ергенинские плиоценовые пески являются цоколем древних террас Дона. Так южнее и восточнее промплощадки на них залегают отложения позднеплиоценовой террасы (нагавской) (рис. 2), представленные темными глинами, тонкослоистыми, с прослоями тонкозернистых глинистых песков, являющимися озерными и аллювиальными осадками. Их мощность 8-13 м. Севернее, на побережье водохранилища в плиоценовые пески вложен поздненеоплейстоценовый аллювий II террасы Дона, в составе которого также пески, мощностью 14-26 м [1, 3]. Наибольшая мощность песков отмечается в переуглубленном русле, врезанном в майкопские глины и находящемся на 2-5 м ниже первоначального уреза воды Дона.

Лабораторные исследования песчаных грунтов верхней части геологического разреза промплощадки РоАЭС, проведенные для оценки опасности развития суффозионных процессов под фундаментами возводимых зданий и сооружений [6], свидетельствуют об их значительной механической неоднородности и потенциально суффозионной неустойчивости.

На аллювиальных песках ергенинской свиты и II террасы Дона, а также на глинах нагавской террасы залегает покровная толща отложений четвертичного возраста разной мощности. Это лессово-почвенный комплекс от ранне- до поздненеоплейстоценового возраста эолово-делювиального генезиса. Он состоит из чередования лессов или лессовидных суглинков и разделяющих их погребенных почвенных горизонтов. Лессы желтовато-ко-

ричневые, палевые, пылеватые, известковистые, местами засоленные и разной плотности, микропористые, трещиноватые. Суглинки тонкослоистые, с небольшой примесью песка или гравия. Горизонты почв состоят из темных суглинков, комковатых, пористых. Общая мощность покровных образований от 8-10 до 20 м на ергенинских песках и 12-16 м на аллювии II террасы. Микропористость и трещиноватость лессов и суглинков, наблюдаемая в обнажениях, способствуют инфильтрации поверхностных вод в нижележащие отложения и проседанию земной поверхности в виде блюдцеобразных понижений. Известковистость, а местами засоленность покровных отложений потенциально могут усиливать их проницаемость при поступлении достаточного количества воды, особенно вследствие возможных техногенных утечек [6]. Кровля покровных отложений при выравнивании промплощадки была срезана до абс. отметок около 39 м, в то время как их подошва находится гипсометрически ниже уровня водохранилища от 5-8 до 10 м.

Тектонические условия

Междуречье Дона и Сала в тектоническом отношении представляет собой Сальско-Донское поднятие (рис. 3), являющееся западной частью более крупного Северо-Ергенинского поднятия, которое на востоке граничит с Прикаспийской впадиной [5]. Сальско-Донское поднятие протягивается в субширотном направлении на несколько десятков километров почти до г. Ростова-на-Дону при изменяющейся ширине от 40 до 10 км. Поднятие молодое – плиоцен-четвертичное, полого снижающееся с востока на запад со 180 до 100 м абс. высоты и с юга на север со 120 до 40 м к водохранилищу. Поднятие сопрягается с прогибами: на севере с Цимлянским, а на юге – с Сальским. Сравнительно небольшой Цимлянскологовский прогиб (ЦЛ) делит Сальско-Донское поднятие на западное – Волгодонское и Восточное – Нагавское (рис. 3).

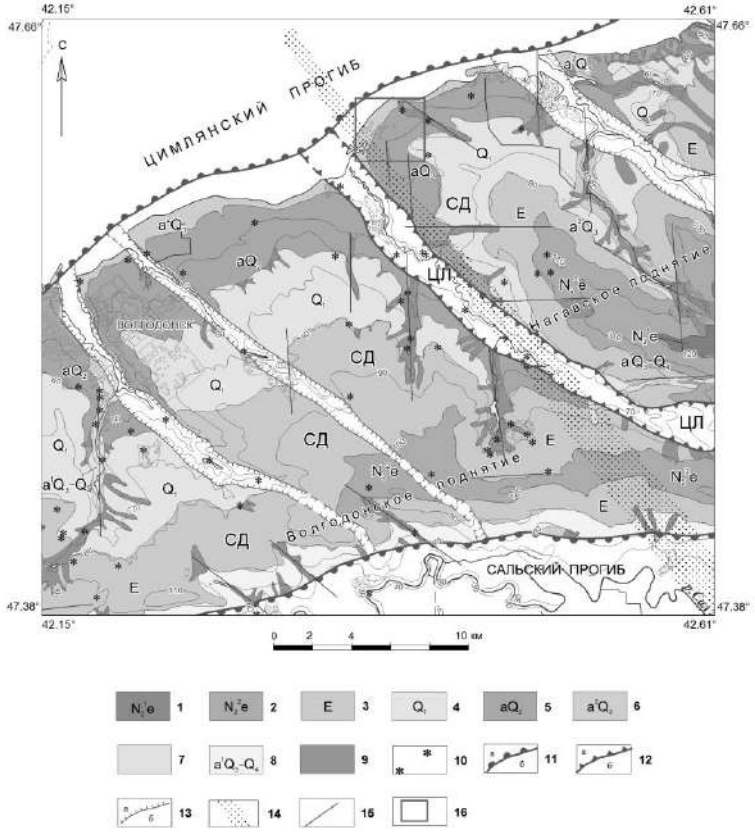


Рис. 3. Структурно-геоморфологическая (неотектоническая) схема района РоАЭС

Эрозионно-денудационные и эрозионные поверхности, разновозрастные с покровными образованиями (чехлом лессовидных суглинков). Водоразделы разных порядков и их абсолютные отметки: 1 – раннеплиоценовая ергенинская поверхность >120 м (N_2^1e), 2 – позднеплиоценовая ергенинская 120-100 м (N_2^2e), 3 – эоплейстоценовая 100-80 м (E),

4 – ранненеоплейстоценовая 80-70 м (Q_1). Эрозионные, эрозионно-аккумулятивные и аккумулятивные поверхности речных и балочных террас (с чехлом лессовидных суглинков) и их склоны: 5 – среднего неоплейстоцена (III и IV террасы нерасчлененные (aII) с аллювием в долинах рр. Дон и Сал, местами эрозионная), 6 – первой половины позднего неоплейстоцена (II терраса) (a^2III^1), 7 – второй половины позднего неоплейстоцена-голоцена (I терраса и пойма нерасчлененная) (a^1III^2-IV), 8 – склоны долины р. Сал, по возрасту не расчлененные, 9 – днища и склоны ложбин, оврагов и балок поздненеоплейстоцен-голоценового возраста. Формы рельефа: 10 – участки проявления суффозии в районе расположения РоАЭС.
Неотектонические структуры (а-прогибы, б-поднятия): 11 – I порядка, 12 – II порядка, 13 – III порядка. 14 – Логовская геодинамически активная зона, 15 – зоны повышенной трещиноватости, 16 – промплощадка Ростовской АЭС. Буквенные обозначения: СД – Сальско-Донское поднятие, ЦЛ – Цимлянскологовский прогиб.

Эти поднятия, в свою очередь, состоят из ряда локальных структур – эрозионно-тектонических поднятий и опусканий северо-западного простирания. Все структуры проявлены в деформациях новейших (верхнеолигоцен-четвертичных) отложений и поверхностей выравнивания разного генезиса – эрозионно-денудационных и эрозионно-аккумулятивных, развитых на их склонах. Эти поверхности свидетельствуют о стадийном формировании поднятий, их асимметричном строении и эоплейстоцен-неоплейстоценовом возрасте. В данном исследовании рассматривается участок на северо-западе Нагавского поднятия, являющийся территорией РоАЭС.

Нагавское поднятие нарушено зонами повышенной трещиноватости различного простирания, среди которых выделяются субмеридиональные и северо-западные. Среди них наиболее крупной структурой является широкая (0,7-1 км) и протяженная Логовская геодинамически активная зона (рис. 3), выделенная ранее С.В. Шваревым под названием D2.1. К ней частично приурочен Цимлянскологовский прогиб. Этой зоне приписывается разрывный характер и современная геодинамическая активность. С ней предположительно связываются деформации земной поверхности и более глубоких горизонтов, происходящие непосредственно на территории АЭС. В частности, в ее пределах отмечается смещение геодезических реперов в юго-западном направлении со скоростью 3 мм/год, крены и осадки некоторых сооружений. Для детального изучения этой зоны и ее влияния на устойчивость площадки в крест ее простирания были построены геологические разрезы с использованием буровых данных, два из которых приведены на рисунках 2 и 3. В пределах зоны изучались неровности кровли ергенинской свиты и ее подошвы (кровли подстилающей майкопской свиты) по абсолютным отметкам. Во внимание принимались понижения, имеющиеся на этих поверхностях, как возможные зоны повышенной трещиноватости. На нескольких разрезах такие участки были выявлены. Наиболее крупные из понижений имеют глубину до 5 м. Поскольку такие понижения выявлены только в пределах активной зоны, а за ее пределами по линии профилей не прослеживаются, то можно предположить, что они имеют тектоническую природу и вызваны трещинами в подстилающей толще. Эта зона имеет, возможно, разрывное, раздвигового типа строение, т. к. смещений слоев в майкопских и ергенинских отложениях по вертикали в ее пределах не зафиксировано.

Геодинамическая обстановка данной территории определяется одновременным сложным влиянием двух разнородных тектонических напряжений: 1) плиоцен-четвертичного латерального растяжения, наведенного с востока со стороны Прикаспийского прогиба, и 2)

четвертичного субмеридионального сжатия, наведенного с юга со стороны Кавказа [5]. При этом субмеридиональное сжатие может вызывать развитие субширотных напряжений растяжения, которые могут суммироваться с прикаспийским растяжением. В этих условиях наибольшее значение приобретут субмеридиональные трещины растяжения, как каналы возможной инфильтрации поверхностных и грунтовых вод. В этом аспекте Логовская зона рассматривается как правосдвиговая с растяжением.

Гидрогеологические условия определяются взаимодействием природных и техногенных факторов. Основными водоносными горизонтами в районе исследования являются плиоценовые пески ергенинской свиты и верхненеоплейстоценовые пески II террасы. Они образуют единый водоносный комплекс, т. к. не изолированы друг от друга водоупором, каким являются глины верхнеолигоцен-нижнемиоценовой майкопской серии. Оба горизонта разгружаются в Цимлянское водохранилище. При строительстве промплощадки происходило принудительное глубинное водопонижение, сопровождавшееся значительным объемом откачиваемой воды, скважинным водозабором и повышением градиента потока грунтовых вод [6]. Это не могло не вызвать развитие процессов суффозии. В то же время образование водохранилища вызывает поднятие уровня подземных и поверхностных вод, приводящее к затоплению долины Дона. Пойма и I терраса р. Дон, а также приустьевые части балок и ручьев были затоплены, а в примыкающих к ним участках образовались болота. Как уже говорилось выше, в полосе, примыкающей к водохранилищу, большая часть аллювиальных песков II террасы и ергенинской свиты были затоплены и стали водонасыщенными. Об этом свидетельствуют данные бурения. Насыщенности нижней части песков водой способствуют также подстилающие их водоупорные глины майкопской серии. Таким образом, колебания уровня подземных вод, подпруживание стока поверхностных вод, обводнение кровли водоупорных глин и водонасыщенность нижней части песков, залегающих на них, создают условия для активного проявления процессов суффозии в настоящее время.

Геоморфологические условия. На пологом северном склоне Нагавского поднятия (возвышенности), где находится территория РоАЭС, вследствие широкого развития покровных образований поверхности выравнивания и речные террасы Дона не имеют отчетливо выраженных уступов, и границы между ними проводятся условно по данным бурения. Такая граница вскрыта между второй (II) и третьей (III) террасами, на которых расположены соответственно северная и южная части промплощадки РоАЭС (рис. 2). Вторая терраса является аккумулятивной, она вложена в пески ергенинской свиты. Третья терраса является эрозионной, выработанной на песках ергенинской свиты и нагавских глинах. Ее аллювиальный покров местами маломощен. Большое влияние на развитие суффозионных и других негативных процессов имеет погребенный рельеф, который в этом районе детально исследован по данным бурения (рис. 5). В этом случае важен рельеф кровли глин майкопской серии, являющихся водоупором для плиоценовых ергенинских, а также четвертичных аллювиальных песков. От характера и глубины залегания глин, рельефа их поверхности зависит развитие многих процессов, в частности, обводнение и оползание (смещение) вышележащих отложений. Поскольку кровля глин имеет региональный уклон на юго-запад, о чем было сказано выше, он может определять смещение по глинистому водоупору вышележащих отложений и наклон земной поверхности в этом же направлении. Кровля майкопских глин

неровная, размытая, изобилует понижениями глубиной от 2-3 до 8-10 м и длиной до 300-400 м. Некоторые приподнятые участки возвышаются на 6-8 м. Все эти неровности можно объяснить эрозионным расчленением во время длительного периода континентального режима, имевшего место в течение среднего и позднего миоцена. Кровля глин могла быть эродирована плиоценовыми руслами Дона во время накопления ергенинской свиты песков. В то же время не исключается и возможная тектоническая природа неровностей. Отрицательные из них могут быть приурочены к трещинам, а положительные – к локальным поднятиям. Кровля залегающих выше ергенинских песков имеет абсолютные отметки от 30-32 м до 25-26 м. Подошва находится на абсолютной высоте 14-15 м, а на отдельных участках понижена до 8-9 м (см. рис. 2). В кровле выделяются повышенные и пониженные участки разных размеров. Ряд крупных линейных понижений и поднятий имеет субмеридиональное и северо-восточное простирание. Возможно, они являются остатками древних русел, приуроченными к зонам трещиноватости.

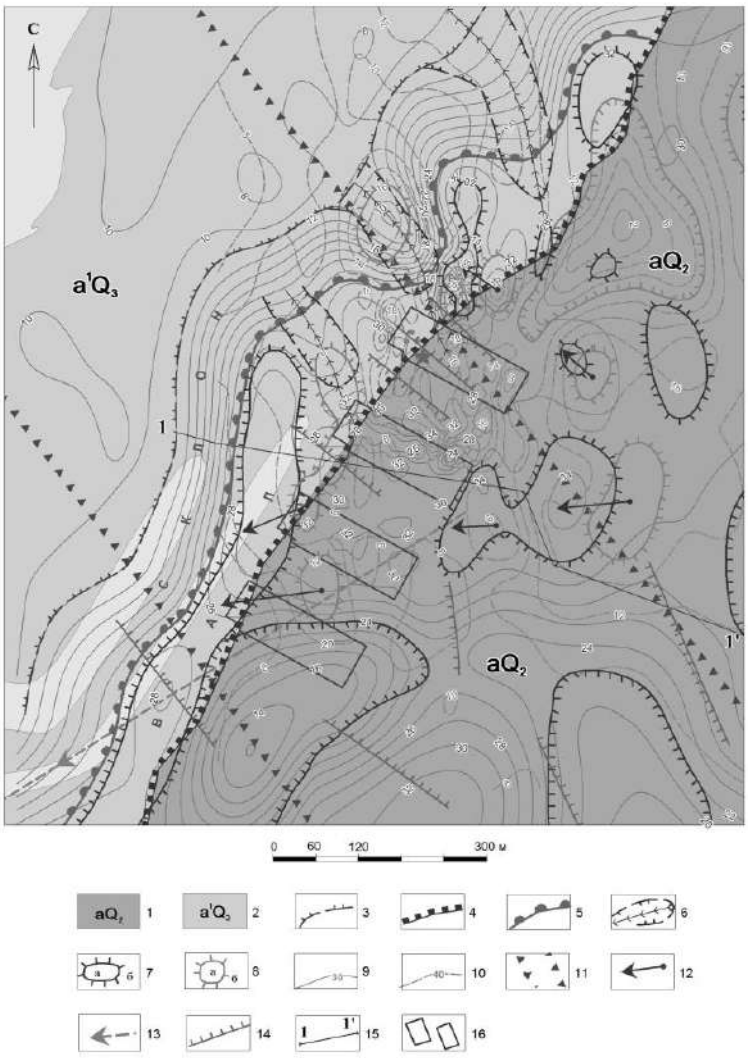


Рис. 4. Детальная карта погребенного рельефа площадки Ростовской АЭС и ее окрестностей, составленная по данным бурения

Эрозионные, эрозионно-аккумулятивные и аккумулятивные поверхности речных и балочных террас (с чехлом лессовидных суглинков) и их склоны: 1 – среднего неоплейстоцена (III и IV террасы нерасчлененные (aII), 2 – первой половины позднего неоплейстоцена (II терраса) (a^2 III^1); 3 – граница между второй террасой первой половины позднего неоплейстоцена и эрозионной поверхностью среднего неоплейстоцена; 4 – тыловой шов уступа, сложенного отложениями ергенинской свиты; 5 – бровка погребенного склон; 6 – ложбины в уступе с направлением суффозионного выноса. Локальные структуры (а- поднятия, б-опускания) в кровле отложений: 7 – ергенинской свиты, 8 – майкопской серии; 9 – кровля отложений ергенинской свиты плиоцена; 10 – кровля отложений майкопской серии позднеолигоцен – раннемиоценового возраста; 11 – Логовская геодинамически активная зона; 12 – направление смещений поднятий за период с майкопского по ергенинское время; 13 – направление смещения промплощадки Ростовской АЭС по геодезическим данным за период 2001-2016 гг.; 14 – эрозионные врезы в кровле ергенинских отложений; 15 – геолого-геоморфологический разрез по линии 1-1^1; 16 – энергоблоки АЭС.

Сравнение рельефа кровли погребенных песков и глин друг с другом показало смещение контуров некоторых поднятий в ергенинских песках (смещение показано стрелками на рисунке 4), по сравнению с положением поднятий в кровле майкопских глин (рис. 4). Смещение их происходит по кровле майкопских глин. При этом в пределах Логовской активной зоны смещение направлено на запад, а восточнее ее на север и северо-восток. Таким образом, изменение вектора смещений локальных поднятий относительно друг друга, возможно, обусловлено влиянием Логовской зоны.

Крупной погребенной формой рельефа является склон II террасы, вытянутый в северо-восточном направлении параллельно современной береговой линии водохранилища (рис. 4). Он относительно крутой, имеет высоту до 20 м и ширину 100-150 м. Основание склона находится на абс. высоте 10-12 м, т. е. он до затопления долины Дона обрывался к руслу реки или поверхности поймы. В западной части склона вдоль его края на поверхности II террасы, перекрытой лессовыми отложениями, протягивается валообразное поднятие шириной 50-100 м и относительным превышением 2-4 м. Это прирусловой вал террасы. Северо-восточнее вал размыт расчленяющими склон тремя заливообразными ложбинами, по которым, по всей вероятности, происходит вынос песка в сторону водохранилища. В этом случае вышележащие ненасыщенные водой пески могут «ссыпаться» вниз в водонасыщенную часть и уноситься подземными потоками, что может приводить к проседанию верхней части песков. Этим, возможно, объясняются деформации грунтового основания под фундаментами 3-го и 4-го энергоблоков, находящихся как раз на участке происходящего размыва склона. Ложбины своими верховьями как бы внедряются под основание этих энергоблоков. В то же время вал является преградой для размыва склона террасы близ 1-го и 2-го энергоблоков, вследствие чего обстановка для них рассматривается как благоприятная.

Техногенный фактор также усугубляет развитие суффозии в данном районе. Понижение уровня подземных вод при строительстве площадки (скважинные водозаборы), а также колебания уровня водохранилища, вызванные техногенными причинами, наряду с постоянными его сезонными колебаниями составляют первые метры за последние годы. Снижение уровня вызывает активизацию суффозионных процессов в ергенинских песках и перекрывающих их суглинках. И наоборот, повышение уровня может вести к подтоплению и водонасыщению песков, что также может вызывать суффозию.

Заключение

На северном склоне Сальско-Донского новейшего поднятия и, в частности, в северо-западной части Нагавского поднятия, где расположена Ростовская АЭС, есть все условия для активного развития суффозионных процессов. К ним относятся песчаные толщи, залегающие на глинистом водоупоре, и их текстурная неоднородность и водонасыщенность. Колебание грунтовых и подземных вод, вызванное образованием водохранилища, также является причиной суффозии. Покровные суглинки, характеризующиеся макропористостью и трещиноватостью, способствуют инфильтрации атмосферных осадков внутрь песчаной толщи с образованием просадочных форм. Кроме того, существенным фактором

для развития суффозии является погребенный рельеф, в том числе склон, выработанный к прежнему уровню р. Дон. Этот рельеф расчленен ложбинами, по которым песок, по всей вероятности, выносится в водохранилище. Активности суффозионных процессов способствуют природные сезонные и техногенные колебания уровня водохранилища и откачка подземных вод. Суффозией можно объяснить просадки земной поверхности, вызывающие деформации грунтовых оснований и крены некоторых сооружений АЭС. Помимо суффозии неблагоприятные процессы на территории размещения РоАЭС обусловлены современной тектонической обстановкой. Региональный наклон позднеолигоцен-раннемиоценовых глин в юго-западном направлении в соответствии с падением крыла антиклинальной складки, ядро которой они слагают, при их намокании вызывает, возможно, смещение залегающих на них плиоценовых песков, наклон земной поверхности и движение грунта в том же направлении, о чем свидетельствуют горизонтальные смещения геодезических реперов на промплощадке. Современными тектоническими условиями растяжения, характерными для этого района, по всей вероятности, объясняется «расползание» промплощадки в разных направлениях – в западном и северо-восточном. Границей разнонаправленных движений является Логовская геодинамически активная зона.

Литература

1. Геологическая карта масштаба 1:200 000. Лист L-38-1. Серия Кумо-Манычская. Объяснит. записка. В.М. Орехова, В.И. Подгородниченко, И.Н. Томкович, Л.И. Кожухова. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 53 с.

2. Геологическая карта масштаба 1: 200 000. Лист L-38-VI1. Серия Кумо-Манычская. Объяснит. записка. Г.Н. Родзянко, Г.В. Дейно, С.Т. Прокопченко. М.: Недра, 1964. 52 с.

3. Горецкий Г.И. Палеопотамологические эскизы Палео-Дона и Пра-Дона. Минск: Наука и техника, 1982. 248 с.

4. Инженерная геология СССР. Платформенные регионы Европейской части СССР / Е.М. Сергеев, И.С. Комаров, В.Т. Трофимов. М.: Недра, 1991. Кн. 1. 271 с.

5. Новейшая тектоника и геодинамика: область сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. М.: Наука, 2006. 206 с.

6. Пендин В.П., Гусельцев А.С., Фоменко И.К., Зеркаль О.В., Сироткина О.Н. Оценка суффозионной опасности площадки АЭС и ее окрестностей. Опасные для строительства геологические процессы. Сб. материалов Междун. семинара, посвящ. 70-летию д.г.-м.н. В.П. Хоменко. М.: Изд-во МИСИ-МГСУ, 2019. С. 22-29.

7. Хоменко В.П. Суффозия. Природные опасности России. Экзогенные геологические процессы. М.: Издат. фирма «КРУК», 2002. С. 158-173.

УДК 577.48

АНОМАЛИИ СВИНЦА В АЛЬПИЙСКИХ ЛАНДШАФТАХ БАССЕЙНА РЕКИ МАЛКИ (КАБАРДИНО-БАЛКАРСКАЯ РЕСПУБЛИКА)

Матишов Г.Г.[1], Парада С.Г.[1,2]

[1]ФИЦ ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону, Россия

[2]ГФИ ВНЦ РАН, Владикавказ, Россия

Известно, что свинец по степени опасности относится к первой (самой токсичной) группе тяжелых металлов. Увеличение концентраций этого элемента в пастбищных ландшафтах может привести к отравлению им продуктов животноводства. Так, например, установлено, что концентрации свинца и др. элементов первой группы опасности в системе почва – вода – пастбищные корма – организм животного – продукт питания (молоко, мясо) – возрастают и превышают ПДК [2].

В связи с вышеизложенным нами исследовано распределение свинца в альпийских ландшафтах бассейна среднего течения реки Малки, с целью определить природу геохимических аномалий свинца. Для этого использовались результаты химических анализов проб, отобранных ООО «Каббалкгеология» в ходе проводимых геохимических поисков золотого оруденения [1]. Пробы для анализа отбирались из горизонта С почвенно-растительного слоя. Пробы высушивались, пропускались через сито с ячейкой 0,5 мм, истирались до фракции менее 0,075 мм и анализировались на эмиссионном спектрографе по стандартной методике способом просыпки в ОАО «Кавказгеосъемка». Всего проанализировано более 9000 проб, отобранных с площади около 50 кв. км.

Изученная площадь расположена в Зольском административном районе Кабардино-Балкарской республики. На исследованной площади выделяются три типа ландшафтов: 1) субальпийских лугов (рис. 1а), 2) лесных массивов (рис. 1б), 3) антропогенные ландшафты, связанные с деятельностью человека в виде грунтовой автомобильной дороги (рис. 1в).

а б в

Рис. 1. Ландшафты среднего течения реки Малки:
а – альпийские луга, б – лесные массивы, в – грунтовая автомобильная дорога

Ландшафты субальпийских лугов занимают большую часть исследованной территории и представляют собой сравнительно мягкие, выположенные формы водораздельных пространств с абсолютными отметками 1800-2200 м. Здесь развита горно-луговая субальпийская злаково-разнотравная растительность. В последние годы эта территория используется в качестве сенокосных угодий. В более ранние годы здесь пасли крупный рогатый скот.

Ландшафты лесных массивов имеют локальное распространение. Они представлены участками резко расчлененных склонов многочисленных балок с абсолютными отметками 1200-1800 м, занятых лиственными лесами, состоящими из березы, осины, ольхи.

Из антропогенных ландшафтов наибольший интерес представляет дорога, пересекающая всю левобережную часть исследованной территории. Дорога используется в основном в летнее время для поездок на экскурсии к северному склону горы Эльбрус. На большем своем протяжении дорога проложена по водораздельным пространствам, где пересекает ландшафты субальпийских лугов. На исследованную территорию дорога приходит с севера, спускаясь по склонам р. Шиджатмаз в долину р. Хасаут, пересекает ее, и далее по правому склону р. Хасаут она поднимается в зону ландшафта субальпийских лугов. Все это расстояние дорога проходит в зоне ландшафта лесных массивов.

В целом, по интенсивности использования всю исследованную территорию можно разделить на две части. Территория, расположенная на левом берегу реки Малки, характеризуется относительно интенсивным использованием. Здесь проходит автомобильная дорога, производится покос трав, организуется охота на тура по лицензиям, проводятся туристические экскурсии. Ранее осуществлялась разведка свинцово-цинкового месторождения Чочу-Кулак и поисковые работы на другие виды полезных ископаемых, а также карьерная отработка облицовочного камня (гранита).

Территория, расположенная на правом берегу реки Малки, является труднодоступной. Переправиться летом через реку Малку с левого берега на правый не представляется возможным из-за бурного течения. Попасть на нее можно только пешком или на лошадях по крутым тропам с высокогорного плато Канжол (рис. 2). Поэтому правобережная часть исследованной территории практически не испытывает какой-либо антропогенной нагрузки, т.е., является девственно чистой.

Рис. 2. Вид с высокогорного плато Канжол на правобережную часть среднего течения реки Малки

За содержание свинца в ландшафтах приняты концентрации свинца, полученные по результатам спектрального анализа проб, отобранных в процессе геохимических поисков золотого оруденения по вторичным ореолам рассеяния по систематической сети 250х20 м из горизонта С. Подпочвенный горизонт представлен в основном элювиально-делювиальными отложениями – продуктами разрушения коренных пород.

Для расчетов использована база данных в виде таблицы Microsoft Excel, в которой отображены содержания свинца в весовых процентах и координаты точек отбора проб. С помощью программного пакета Statistica определен закон распределения. Аномальные содержания определены по правилу «трех сигм». В качестве фонового принято модальное значение содержаний свинца, равное $3x10^{-3}$ %, что в три раза выше кларкового содержания свинца в почве ($1x10^{-3}$ %) [3]. Среднее значение логарифмов – 0,938, дисперсия выборки натуральных логарифмов – 0,321 и среднее квадратичное (стандартное) отклонение логарифмов – 0,567. Нижнее аномальное значение – $0,47x10^{-3}$ %. Верхнее аномальное содержание – $14x10^{-3}$ %. Таким образом, фоновые содержания свинца колеблются в пределах от 0,47 до $14x10^{-3}$%, что составило 97,3 % от общего количества проб. Отрицательные аномалии обнаружены в одной пробе ($0,01x10^{-3}$ %). Положительные аномальные значения Pb ($14x10^{-3}$ % и более) в 246 пробах, что составило 2,7 % от выборки. После соответствующих процедур весь массив данных интегрирован в программу Golden Software Surfer 10, где была создана поверхность содержаний элемента методом крайгинга на основе полученных пространственных данных. Совместная обработка и интерпретация геохимических данных осуществлялась в Arc Gis 10 (модуль Arc Map). Полученная в результате карта распределения свинца во вторичных ореолах рассеяния приведена на рис. 3.

Наиболее интенсивные аномалии свинца (более $46x10^{-3}$% Pb) приурочены к выходам локализованных в палеозойских гранитах и докембрийских кристаллических сланцах отдельных рудных тел свинцового месторождения Чочу-Кулак, расположенных в южной части изученной территории. Две сопоставимые по интенсивности, но небольшие по площади аномалии свинца связаны с обогащенными свинцом участками терригенных отложений юры. Менее интенсивные аномалии (14 – $46x10^{-3}$% Pb) связаны с выходами отдельных рудопроявлений и точек минерализации свинца, локализованных как в кристаллических породах протерозоя и палеозоя, так и в юрских терригенных отложениях. Одна из таких аномалий, охватывающая практически весь выход юрских отложений в южной части левобережья реки Малки обращает на себя особое внимание. Именно по этим отложениям, слагающим пологий водораздел рек Малки и Мушты, проходит автомобильная грунтовая дорога. В связи с этим возникает соблазн увязать аномалии свинца с выхлопами автотранспорта. Однако, севернее, где дорога проходит по кристаллическим породам протерозоя, аномалии свинца не отмечаются. Более того, на территории правобережья реки Малки, где отсутствуют дороги, выявлены такие же аномалии свинца, также приуроченные к выходам юрских терригенных отложений.

В целом по данным статистики значимых различий фоновых концентраций свинца в различных типах ландшафтов не выявлено. По результатам картографирования не выявлено также и повышенных концентраций свинца вблизи автомобильной дороги. Все выявленные аномалии свинца распространены преимущественно в южной части исследованной территории и отмечаются в связи с наличием в недрах Чочу-Кулакского свинцово-цинко-

вого месторождения и серии сопровождающих его рудопроявлений, связанных с выходами позднепалеозойских гранитов и протерозойских кристаллических сланцев, вблизи перекрывающей юрской терригенной толщи. Сами юрские терригенные отложения также создают достаточно интенсивные геохимические аномалии свинца в связи с тем, что формирование их происходило при активном разрушении палеозойских месторождений и рудопроявлений свинца и обогащении терригенных осадков свинец содержащими продуктами разрушения.

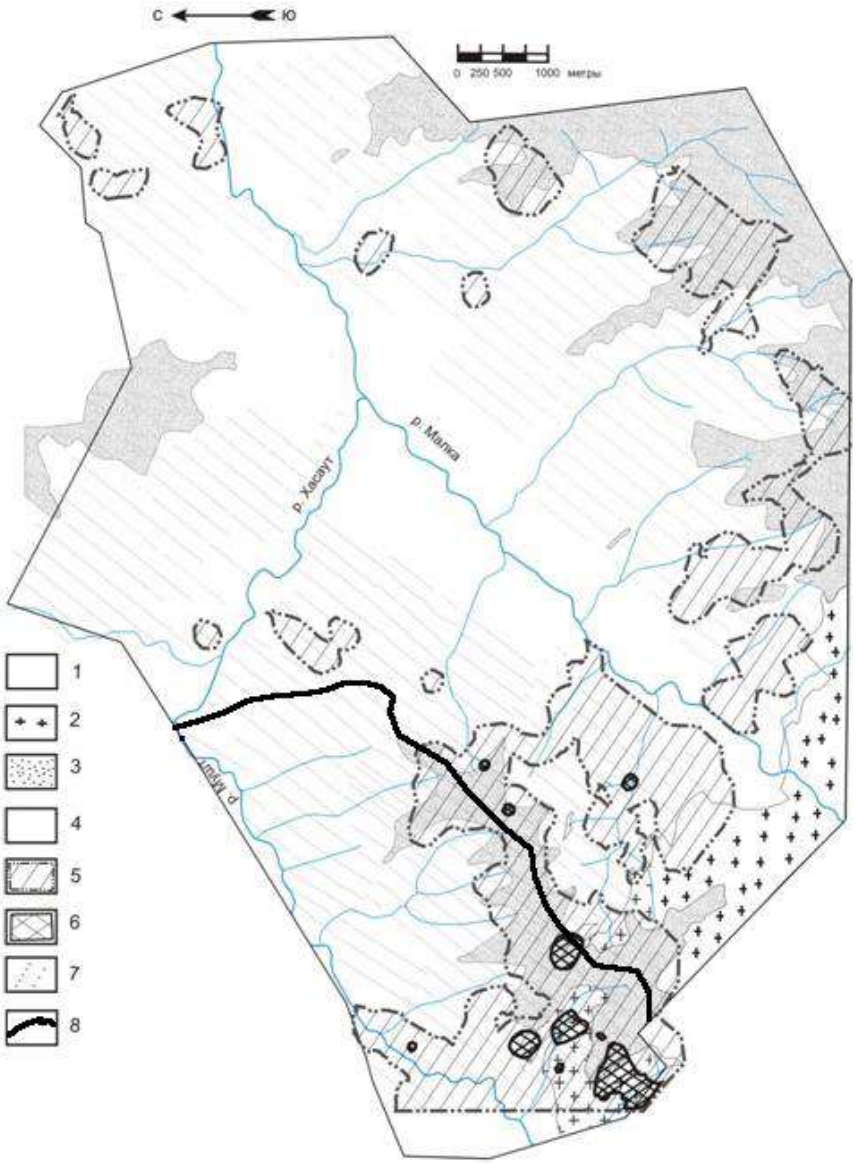


Рис. 3. Распределения содержаний свинца в ландшафтах Малка-Муштинского междуречья: 1 – метаморфические сланцы (PR_3); 2 – граниты (PZ_3); 3 – терригенные отложения (J_1); 4 – 6: распределение свинца: 4 – фоновые значения; 5,6 – аномальные значения: 14 x10^{-3} % – 46x10^{-3} % (5); более 46x10^{-3}% (6); 7 – точки отбора геохимических проб; 8 – автомобильная грунтовая дорога

Таким образом, аномалии свинца в альпийских ландшафтах имеют естественное происхождение и не связаны с антропогенными факторами, в частности с наличием автодороги.

Выводы

По результатам исследования распределения свинца в альпийских ландшафтах бассейна среднего течения реки Малки установлено, что все выявленные геохимические аномалии свинца имеют естественное происхождение. Они отмечаются в связи с наличием в недрах свинцово-цинкового месторождения Чочу-Кулак и серии сопровождающих его рудопроявлений, и не связаны с антропогенными факторами, в частности с наличием автодороги.

Литература

1. Парада С.Г., Холод Ю.В., Шишкалов И.Ю. Геохимия вторичных ореолов рассеяния Малка-Муштинского рудного узла // Вестник ЮНЦ РАН. 2011. Т. 7, № 3. С. 55-60.

2. Пенькова И.Н., Шишкунов В.М., Онистратенко Н.В. Тяжелые металлы в пастбищных цепях сельскохозяйственных животных при техногенной нагрузке // Юг России: экология, развитие. 2008. № 1. С. 121-127.

3. Сает Ю.Е. Геохимия окружающей среды. М.: Недра, 1990. 332 с.

УДК 551.435.627

ОСНОВНЫЕ ОПОЛЗНЕВЫЕ СТРУКТУРЫ СЕВЕРНОЙ ОСЕТИИ

Николаев А.В[1]., Заалишвили В.Б.[1], Гиоргобиани Т.В.[2,3], Дзеранов Б.В.[1], Мельков Д.А.[1]

[1]ГФИ ВНЦ РАН, Владикавказ, Россия

[2]ТГУ им. И. Джавахишвили, Тбилиси, Грузия

[3]ИГ им. А. И. Джанелидзе, Тбилиси, Грузия

Введение

В пределах горной части Северной Осетии, на северном склоне Большого Кавказа, развитых здесь в речных долинах и в руслах их притоков, широко распространены оползневые структуры. Расположены они на различных склонах ущелий и приурочены в основном к вулканогенным и песчано-глинистым породам нижне-среднеюрского возраста.

Наиболее крупные и общеизвестные из них были изучены в предыдущие годы [1, 4, 6-7]. В результате было установлено, что при приобретении неустойчивости (нестабильности) оползневых тел, часто наблюдалось их скольжение, а иногда и катастрофические последствия. Причина и механизм движения оползней, вероятно, довольно разнообразны и связаны как с тектоническими, так и с гравитационными процессами, происходящими в пределах Большого Кавказа на фоне неотектонических восходящих движений [2, 3, 5].

Поэтому эти сложные природные процессы, вызывающие активизацию оползней и связанных с ней разрушительных процессов требует дополнительно, еще более детальных региональных исследований оползневых проявлений. При этом необходимо привлечение геологических, геофизических, геоморфологических и сейсмотектонических исследований [8, 9]. Очень важным также является анализ активности происходящих тектонических процессов на рассматриваемой территории.

Несмотря на различную морфологию, оползневые структуры в целом имеют общие черты строения, позволяющие определить условия их происхождения и возможные механизмы формирования. Кроме того, нужно установление возможности определения ожидаемой активности геологических процессов и связанных с ними проявлениями природных опасностей в пределах горной части Северной Осетии.

Для этого следует провести детальный анализ проведенных ранее исследований, по изучению оползневых структур. Это необходимо для выяснения соответствия этих работ с новыми фактическими данными, а также их согласованность с современными представлениями о происхождении экзогенных геологических структур на Большом Кавказе. Поэтому сейчас следует заново пересмотреть существующие геологические материалы, посвященные оползневым структурам Северной Осетии.

При определении ожидаемой активности оползня необходимо выяснить условия и возможные механизмы их перемещения, для сравнения с наблюдаемым сейчас состоянием стабилизации оползня.

Для того, что установить причины возникновения оползневых структур, необходимо выяснить особенности их происхождения. Существующие сейчас представления требуют пересмотра и значительного обновления.

Строение оползневых структур

Рассмотрим краткие характеристики некоторых из оползней рассматриваемого региона. При описании использованы существующие фондовые и печатные работы, а также наблюдения авторов по Луарскому оползню.

Луарский оползень расположен на правом склоне долины р. Аргун в 1,5 км западнее села Унал (рис. 1-2). Он является одним из самых крупных и активным оползнем Северной Осетии. В плане оползень имеет наклоненную на север вытянутую сверху вниз форму и достигает в длину 2,2 км, при ширине 650-700 м. Приурочен он к нижнеюрским толщам, сложенных порфиритами, алевролитами, туфами и туфо-песчаниками осетинской свиты нижнего лейаса, а также песчаниками и глинистыми сланцами мизурской свиты среднего лейаса.

Рис. 1. Вид на Луарский оползень с противоположного склона, сентябрь 2019 г.

Рис. 2. Просевший участок старой дороги в нижней части Луарского оползня, сентябрь 2019 г.

Луарский оползень состоит из светло-желтого суглинка, включающего отдельные крупные глыбы, обломки и щебень коренных пород. Видимая мощность этих коллювиально-делювиальных отложении 45-50 м. По возрасту их относят к современным образованиям.

Подстилаются рыхлые оползневые отложения коренными породами, падающими к реке на северо-восток, под углом 40-45°. С двух сторон, с запада и востока, тело оползня ограничено глубокими оврагами (45-50 м) – береговыми рвами, по дну которых текут многоводные ручьи.

Поверхность Луарского оползня эрозионная, состоящая из разрыхленного суглинка и обломков коренных пород, очень неровная, бугристая и террасированная. В верхней части его отчетливо выражена циркообразная впадина с плоским широким дном, ограниченным сверху стеной отрыва, высотой 19-20 м, на которой обнажаются слагающие тело оползня делювиально-коллювиальные отложения. Выше этой стенки наблюдается еще одна более старая стенка отрыва дугообразной формы.

Особенно неровной поверхностью отличается средняя часть оползня, крутизна которой здесь достигает максимальной величины 40-45°. Вся она изрезана продольными и диагональными трещинами разрыва. Некоторые из них имеют вид открытых трещин отрыва с отвесными стенками.

Ниже поверхность оползня уже становится пологой (10-15°), но тоже очень неровной, бугристой. Она изрезана многочисленными трещинами разрыва различного размера и простирания. Последние разделяют рыхлые отложения оползня, в виде ступеней, на множество блоков, имеющих разную величину и форму. Преобладают неглубокие трещины поперечного к движению направления.

Край оползня, спускающийся к реке Ардон, обрывается высоким крутым уступом, который в его восточной части имеет вид выдвинутого к реке мыса. Он изрезан многочис-

ленными трещинами, которые расположены одна над другой в виде ступеней лестницы. Подошва оползня, обмываемая непосредственно рекой, имеет выпуклую форму.

По целому ряду геоморфологических признаков и инструментальных наблюдений можно заключить, что Луарский оползень находится в активном стадии развития. В настоящее время он в состоянии предельного равновесия, которое при проявлении некоторых природных явлений может быть легко нарушено. Это, в свою очередь, активизирует процессы скольжения, что может вызвать смещение Луарского оползня.

Далагкауский оползень расположен на правом склоне долины р. Мамисондон. Приурочен к песчано-глинистым отложениям плинсбахского и тоарского ярусов (Казбегский и Чешурский свиты). Выполненные на оползне инструментальные наблюдения (1982-1984 гг.) показали, что большая часть оползня находится в стадии временной стабилизации и только северо-восточная часть его активно развивается.

Нижне-Цейский оползень расположен на левом склоне долины (левый приток р. Ардон). Геологическое строение-наличие подстилающей, сложно дислоцированной толщи кристаллических сланцев и гнейсов палеозойской буронской свиты, покрытой мощной толщей рыхлообломочного материала. Она состоит из блоков и глыб порфиритов, оторванных от коренных пород. Большая часть оползня находится в стадии временной стабилизации и только его нижняя часть развивается очень активно.

Большой Ханикомский оползень расположен на правом склоне долины р. Хаником (правый приток р. Фиагдон). Он развит в толще интенсивно дислоцированных и раздробленных нижне-среднеюрских песчано-глинистых пород тоара и аалена. Оползень находится в стадии очень неустойчивой временной стабилизации.

Геналдонский оползень расположен на левом склоне р. Геналдон (правый приток р. Гизелдон). Оползень развит в толще аргиллитов и алевролитов тоара и аалена. Он находится в стадии временной стабилизации.

Саудонский оползень расположен в верховьях ручья Саудон (левый приток р. Терек). Он приурочен к контакту среднеюрских и верхнеюрских осадочных пород, представленных глинистыми сланцами аалена и известняками оксфорда. Оползень находится в стадии временной стабилизации.

Донифарский оползень расположен на левом склоне долины р. Урух, в 2,5 км севернее села Мацута. Развит оползень в глинистых породах нижней юры, представленных аргиллитами и алевролитами, с тонкими прослоями песчаников плинсбахского и тоарского ярусов. Оползень находится в состоянии временной стабилизации.

Механизм образования оползневых структур

Главной причиной образования оползней в Северной Осетии является гравитационное скольжение слагающих его масс. Возникает он при перемещении оползневого тела с поднятия вниз по склону под действием собственного веса.

Причина начала скольжения – это нарушение равновесия в системе оползень-постель, связанное с протекающими в регионе различными природными процессами. Перемеще-

ние оползня будет происходит пока не произойдет стабилизация устойчивости оползневого тела.

Скольжение происходит по основании оползня, сложенного делювиально-коллювиальными отложениями. Глубина захвата оползневым телом склона достигает 35-40 м. Подошва оползня имеет вытянутую и наклоненную сверху вниз вогнутую форму с углами падения – пологую (5-15°) в нижней части и более крутую (30-50°) в верхней.

Процессы гравитационного перемещения масс вступают в действие в обстановке общего тангенциального бокового сжатия региона, происходящего во время новейших орогенных движений горного сооружения Большого Кавказа. Этот механизм, несомненно, имеет реальное значение, и он легко объясняет образованные базальные поверхности срыва, смещение на ней оползня и его деформацию.

Гравитационный механизм действует только при возникновении условий его реализации. Это происходит тогда, когда сила тяжести оползня преодолеет силу трения в подошве оползневого тела. Последнему надо превысить тормозящую величину силы трения, возникающей возникающее в основании оползня, сопротивляющегося его скольжению по поверхности коренных пород. Поэтому они образуются в орогенных условиях расчлененного рельефа.

В процессе перемещения происходит деформация самого оползня. Возникающие во время скольжения многочисленные разноориентированные трещины разделяют тело оползня на множество блоков, вызывают его раздробление и террасирование.

Причиной оползня является возникновение неустойчивого состояния находящихся в равновесии оползневых тел. Это может быть вызвано следующими факторами: а) потеря оползневым телом упора у основания склона; б) излишнее обводнение оползня, вызвавшее ослабление прочности пород, способствующее уменьшению трения подошвы при скольжении; в) срывание дерна поверхности скольжения, который служит «смазкой»; г) излишний наклон подошвы оползневого тела; д) наклон пластов коренных пород по отношению направления перемещения оползневого тела и другими причинами.

Важное значение в спровоцировании оползневых явлений, наряду с выше перечисленными причинами, имеет и сейсмическая активность – сейсмотектонические процессы происходящие в регионе играют свою роль в проявлении оползневых явлений. Сейсмический толчок может дать ход скольжению оползня по склону и таким образом способствовать процессу их гравитационного перемещения – главного механизма образования оползневых структур. Кроме того, следует отметить, что оползни являются самостоятельными структурами и по-разному реагируют на сейсмическую активность. Поэтому не каждое землетрясение может вызвать гравитационное скольжение оползневых масс, которое играет основную роль в формировании оползневых образований.

Скольжение оползневых масс происходит в виде медленного перемещения оползневого тела по склону, обусловленного механизмом гравитации. Оно может быть одноактным или происходит неоднократно, когда сползают рыхлые отложения. Все гравитационные оползневые процессы являются источником опасности, но прогнозировать их проявление трудно, что обусловлено многообразием их формирования и развития

Заключение

Позднечетвертичные оползни Северной Осетии приурочены в основном к сложно дислоцированным и эродированным нижне-среднеюрским породам разного состава. По механизму формирования они относятся к типу блоковых, а по механизму смещения – к оползням гравитационного скольжения.

Развитие оползней всегда провоцируют разные причины: сила тяжести, землетрясения, наклон подошвы оползневого тела, потеря оползнем упора у основания склона и другие факторы.

Оползни по своему развитию относятся в настоящее время как к активным, так и к стабильным структурам. Пока все еще до конца не решен вопрос механизма образования оползней, который до сих пор остается дискуссионным.

Выяснение особенностей происхождения оползневых структур в регионе имеет не только теоретическое, но и большое практическое значение. Поэтому проблема условий происхождения оползней в регионе требует принципиально нового всестороннего изучения.

Работа выполнена при поддержке гранта Российского научного фонда (проект № 19-47-02010, «Natural hazards and monitoring for mountain territories in Russia and India»).

Литература

1. Агибалова В.В. Отчет по режимным наблюдениям за экзогенными геологическими процессами на участках и проявления в горной части СО и ЧИ АССР за 1982-1985 гг. С. 40-68.

2. Заалишвили В.Б., Невская Н.И., Невский Л.Н., Мельков Д.А., Шемпелев А.Г. Мониторинг опасных геологических процессов в зоне предполагаемого Ардонского разлома и на участке трассы газопровода от сел. Дзуарикау до границы РСО-Алания // Геология и геофизика Юга России. 2012. № 4. С. 25-32.

3. Бондырев И.В., Церетели Э.Д., Али У., Заалишвили В.Б. Оползни Южного Кавказа // Геология и геофизика Юга России. 2014. № 4-2. С. 105-123.

4. Заалишвили В.Б., Чотчаев Х.О., Шемпелев А.Г. Признаки геодинамической обстановки и элементов структурно-вещественных комплексов Центрального Кавказа на глубинном разрезе Геналдонского профиля // Геология и геофизика Юга России. 2018. № 4. С. 58-74.

5. Республика Северная Осетия-Алания. Природные ресурсы. Общая геология. Гл. 9. Гравитационные процессы. С. 17-21.

6. Рогожин Е.А., Горбатиков А.В., Заалишвили В.Б., Степанова М.Ю., Харазова Ю.В., Андреева Н.В., Мельков Д.А., Дзеранов Б.В., Дзебоев Б.А., Габараев А.Ф. Новые представления о глубинном строении Осетинского сектора Большого Кавказа // Геология и геофизика Юга России. 2013. № 4. С. 3-7.

7. Хацаева Ф.М., Томаев В.А. Оползневая опасность бассейнов горных рек Республики Северная Осетия-Алания // Современные проблемы науки и образования. 2015. №1.

8. Хулелидзе К.К. Анализ опасных природных процессов на территории Северной Осетии // Научные и образовательные проблемы гражданской защиты. 2010. №1.

9. Svalova V.B., Zaalishvili V.B., Ganapathy G.P., Nikolaev A.V., Melkov D.A. Landslide risk in mountain areas // Геология и геофизика Юга России. 2019. Т. 9. № 2 (32). С. 109-126.

10. Svalova V.B., Zaalishvili V.B., Ganapathy G.P., Nikolaev A.V. Natural hazards and disasters in mountain areas // Геология и геофизика Юга России. 2018. № 2. С. 99-115.

УДК 551.435.627

LANDSLIDE RISK ASSESSMENT AND MANAGEMENT

Svalova V.B.

IG RAS, Moscow

Abstract. The problem of geological and landslide risk management is seen as series of events leading to risk reduction, including Risk analysis, Risk assessment, Risk mapping, Vulnerability evaluation, Concept of acceptable risk, Monitoring organization, Engineering-technical methods, Insurance and others. Methodology for landslide risk assessment and mapping at urban areas is elaborated. The construction of landslide risk map in the territory of Moscow is suggested. On the basis of preliminary expert estimates, the areas of high landslide risk are in the vicinity of Moscow River and Yauza River, as well as in the areas of contrasting relief along riverbeds of paleorivers in the city center. These areas may be considered as "hot spots" on the risk map.

Introduction

The problem of landslide risk management is seen as series of events leading to landslides risk reduction. Natural risk is a relatively new and not fully explored concept. There are many definitions of natural risk. And often a scientific study or a scientific approach to the problem begins with a presentation of the author's position and the choice of the definition of natural risk for the problem. This individualistic approach is difficult to avoid. Spores are carried out so far. For example, if there is a risk without material damage to people or not.

If one of the main systematic approaches to hazards research is their classification so now the concept of Risk Management can be also considered as new step of science development and new basement for systematic hazards investigations.

Development of the Risk concept demands the promotion of the methods for Risk Assessment and calculation. It makes the theory of Risk the scientific discipline with good mathematical background. It is necessary to elaborate common approaches to the risk calculation for different types of natural hazards. The methods of seismic risk assessment as the most promoted ones must be spread to landslides, karst, suffusion, flooding, pollution and other types of natural hazards and risks and also to complex and multi-risk.

Arising from everyday life, gambling, finance, business and building the Risk concept became the subject for scientific research and basement for systematic investigations of natural and man-made hazards and disasters.

In common sense Risk is the potential possibility to gain or lose something (life, health, property, money, environment etc.). Risk situation can arise at meeting with uncertainty resulting from action or inaction. Risk is a consequence of unpredictable outcome.

In Risk-Analysis science Risk is considered as a measure of the probability of damage to life, health, property, money or the environment. Risk is defined as the probability of the natural hazard event multiplied by the damage from possible consequences. Risk analysis is the use of

available information for hazard identification and vulnerability evaluation. Vulnerability is the degree of loss of a given element or set of elements exposed to the occurrence of a natural or man-made hazard. It is expressed on a scale of 0 (no loss) to 1 (total loss).

Risk assessment is considered as the process of making decision on whether existing risk is acceptable or non-acceptable and implies the risk analysis and risk evaluation processes. Sometimes Risk Assessment is considered as Risk calculation on the base of selected parameters and establishment of ranking risk criteria.

Acceptable risk is defined by the level of human and property loss that can be tolerated by an individual or community. The probability of acceptable risk is very small. The concept of acceptable risk arises from the understanding that absolute safety is an unachievable purpose.

Risk management is considered as the complete process of Risk assessment and Risk reduction. Risk reduction implies some methods and measures, as legislative, organizing, economic, engineering, information and others.

Sometimes in narrow sense Risk Management is considered as measures for Risk Reduction. And in this sense the problem of Landslide Risk Management is seen as a series of events leading to landslides risk reduction and avoiding. It includes landslides monitoring, landslide forecast, engineering works, slopes strengthen, insurance and others.

Summarizing systematic approach to natural hazards research on the base of the Risk concept it is possible to present the next steps and scheme to establish criteria for ranking risk posed by different types of natural or man-made hazards and disasters, to quantify the impact that hazardous event or process have on population, structures and to enhance strategies for risk reduction and avoiding. Table 1 shows the relationships between main items of Risk concept for systematic approach to natural hazards and disasters research.

Risk Management

1. Hazard Identification;
2. Vulnerability evaluation;
3. Risk analysis;
4. Concept of acceptable risk;
5. Risk assessment;
6. Risk mapping;
7. Measures for risk reduction:
   a) legislative;
   b) organizational and administrative;
   c) economic, including insurance;
   d) engineering and technical;
   e) modeling;
   f) monitoring.
   g) information.

Table 1

Risk Management structure

Hazard Identification + Vulnerability evaluation	Risk analysis + Acceptable risk	Risk assessment + Risk reduction	Risk management

According to the most common definition the Risk is the probability of the natural hazard event multiplied by the possible damage:

$$R = PxD,$$

where R – risk, P – probability, D – damage.

For multi-risk assessment it is possible to use sum of risks of different hazards:

$$R = \sum R_i$$

For Risk Maps construction it is necessary to use the Natural Hazards maps and maps of possible damage. These maps can be of local, regional, federal (sub global) and global levels.

Landslide is a major geological hazard, which poses serious threat to human population and various other infrastructures like highways, rail routes and civil structures like dams, buildings and others. Landslides occur very often during other major natural disasters such as earthquakes, floods and volcanoes.

The word 'landslide' represents only a type of movement that is slide. However, it is generally used as a term to cover all the types of land movements including falls, creep, spreads, flows and other complex movements. A correct term to represent all these movements may be 'mass movement' or 'mass wastage'. However the term 'landslide' has been accepted and is being used commonly around the world as a synonym of 'mass wastage'. Some main aspects of landslides risk management are considered.

Landslides risk assessment and mapping

Geological risk mapping is an important step towards solving the problem of natural risk management [1, 8, 19-25]. Due to the complexity and diversity of the problem the combination of probabilistic and deterministic approaches and expert estimates arises.

The probability of landslide process depends on the stability of the landslide slope, trigger mechanisms (precipitation, earthquakes), technological factors. The first step is studying the physical and mechanical sliding process at different conditions. Nevertheless, the landslide process mechanics is still not fully understood. Landslide prediction is not always possible. Even statistical frequency of landslides activation for a particular area varies very widely.

As an example, the approach to the construction of the landslide risk map in the territory of Moscow will be considered.

Study area

Landslide processes in Moscow are well investigated [2-7, 9-18]. Landslides cover about 3% of the city, where there are 15 deep and a lot of small landslides, and the landslide hazard is mapped. Last years in Moscow a significant activation of landslide processes is observed. To assess the landslide hazard the height of the slope, the landslide body volume, mass velocity, rock properties, topography of the surrounding area, the range of possible promotion landslide masses, hydrogeological conditions and trigger mechanisms have to be taken into account. Selection of taxons (special areas) varying degrees of landslide hazard in the city is completely solvable task. And gradation is possible as in the three degrees of danger (high, medium, low) as in five ones (very high, high, medium, low, not dangerous), depending on the detail of the task.

The most expensive land and buildings in Moscow are located in the city center, where are also the oldest historic buildings, the most vulnerable to natural hazards, and the most expensive new ground and underground construction, subway lines, complex traffic, and technical communications of high density. There is an increased density of population. We can assume that the closer to the center of Moscow, the greater the potential damage from possible landslide process.

Hazardous industrial production brought to Moscow's periphery. But the protected zone of Moscow on the Vorobiovy Hills and in Kolomenskoye also have high cultural value, and the potential damage there is highly evaluated. So a first approximation map of landslide risk in Moscow may be an overlay of landslide hazard maps and population density, building density, land prices, density of roads and infrastructure maps. Areas with the highest degree of landslide hazard and the highest damage are the areas of the highest landslide risk in the territory of Moscow.

The methodology for risk evaluation and mapping is suggested in the following paragraph.

Methodology for landslide risk mapping

For the automated analysis of the factual material and the risk maps construction it is needed to find the intersection of the landslide hazard map and integrated map of possible damage i.e. for each i-th fragment Ri of risk map to find the product of probability Pi of landslide event to the amount of different j-th possible damages from landslides, that could be damage to land, to buildings, to transport, to communications, to people and others:

$$R\,i = P\,i \sum j\, D\,ij$$

Maps of landslide hazard are necessary to be calibrated from 0 to 1, to reflect the probability of landslide events ($0 \le P \le 1$). Thus, gradation, for example, is possible on a scale of (0; 0,25; 0,5; 0,75; 1), where 0 corresponds to no danger of landslides, 0.25 – low, 0.5 – average 0.75 – high

and 1 – a very high probability of the landslide process. This assessment is an expert in nature. In principle it is possible to construct the landslide hazard maps as the intersection of maps of factual material, such as map of relief contrast, rock strength, slope stability, speed of motion of the surface, the density of rainfall, seismicity, etc. Of course, this will require additional research and evaluation.

For a comprehensive assessment of the damage in each region it is suggested to calibrate the possible damage of each option on a three-point system (0, 1, 2), where 0 means no damage, 1 – middle, 2 – high damage. The parameters here are, for example, 1) cost of land, 2) cost of housing, 3) density of buildings, 4) population density, 5) density of roads and communications. The higher the value (the value of land, housing, etc.), the greater the damage in case of a hazardous event.

Then, the possible damage to 5 parameters for each element varies from 0 to 10.

The risk also in each element ranges from 0 to 10. This is the risk in relative terms (high-low), on 10-point scale.

$$D\,i = \sum j\, D\,ij,\ \ j = 1\text{-}5,\ \ D\,ij\ = (0, 1, 2),\ \ 0 \le D\,i \le 10,$$
$$0 \le R\,i \le 10.$$

After defeating the map of the area into squares and calculating the risk for each square, you can get a map of the area at risk on 10-point scale.

On the basis of preliminary expert estimates, it will be the areas in the vicinity of Moscow River and Yauza River, as well as in the areas of contrasting relief along riverbeds of paleorivers in the city center.

The places of high landslide risk are Andronievskaya embankment (Figs. 1, 2), Nikolo-Yamskaya embankment (Fig. 3), Kotelnicheskaya embankment (Fig. 4), Samotechnaya Street (Fig. 5) in the center of Moscow.

Fig. 1. Andronievskaya embankment with Svjato-Andronikov monastery

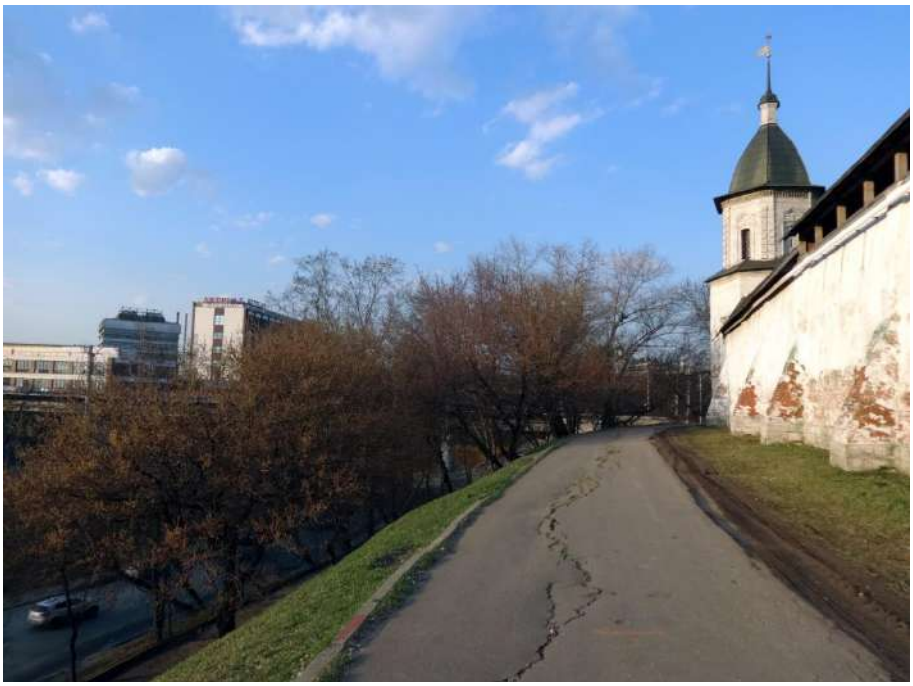


Fig. 2. Cracks near Svjato-Andronikov monastery

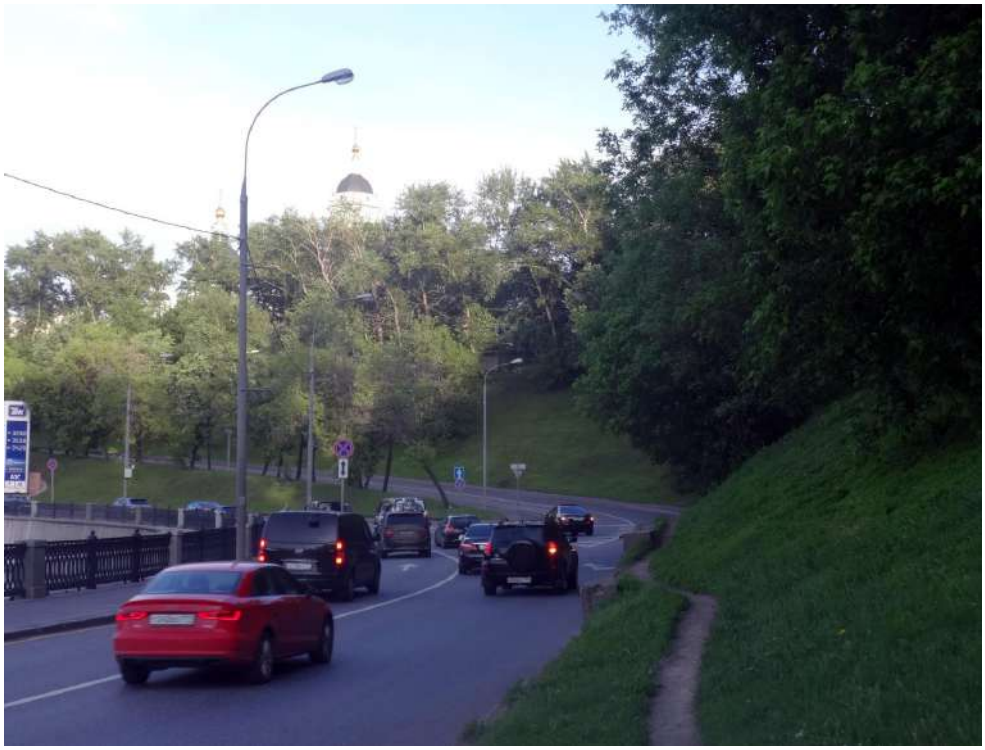


Fig. 3. Nikolo-Yamskaya embankment

Fig. 4. Kotelnicheskaya embankment

Fig. 5. Samotechnaya Street

The places of highest landslide risk are Vorobiovy Mountains (Hills) (Figs. 6, 7) and Kremlin Hill (Figs. 8, 9). They are shown as white circles in the map of geological danger in Moscow (Fig. 10).

Fig. 6. Vorobiovy Mountains with Moscow State University, ski-jumps and metro-bridge

Fig. 7. Vorobiovy Mountains with building of Presidium RAS (Russian Academy of Sciences), Andreevsky monastery and new living houses

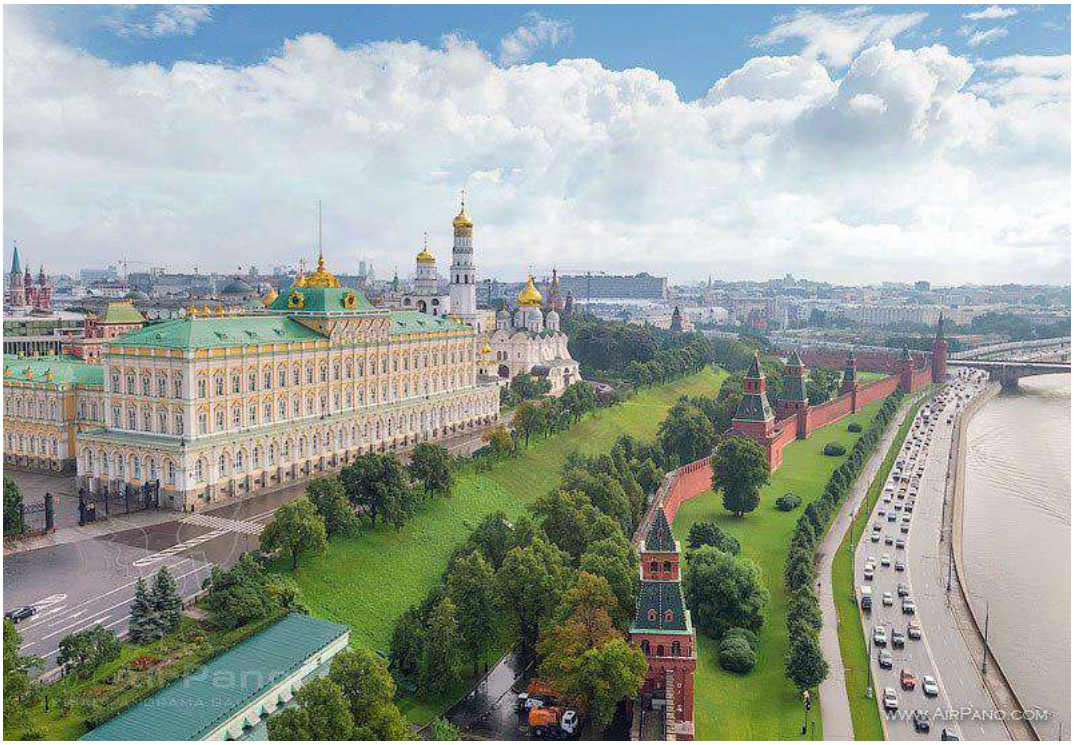


Fig. 8. Kremlin embankment

Fig. 9. Center of Moscow with Kremlin hill and Moscow River

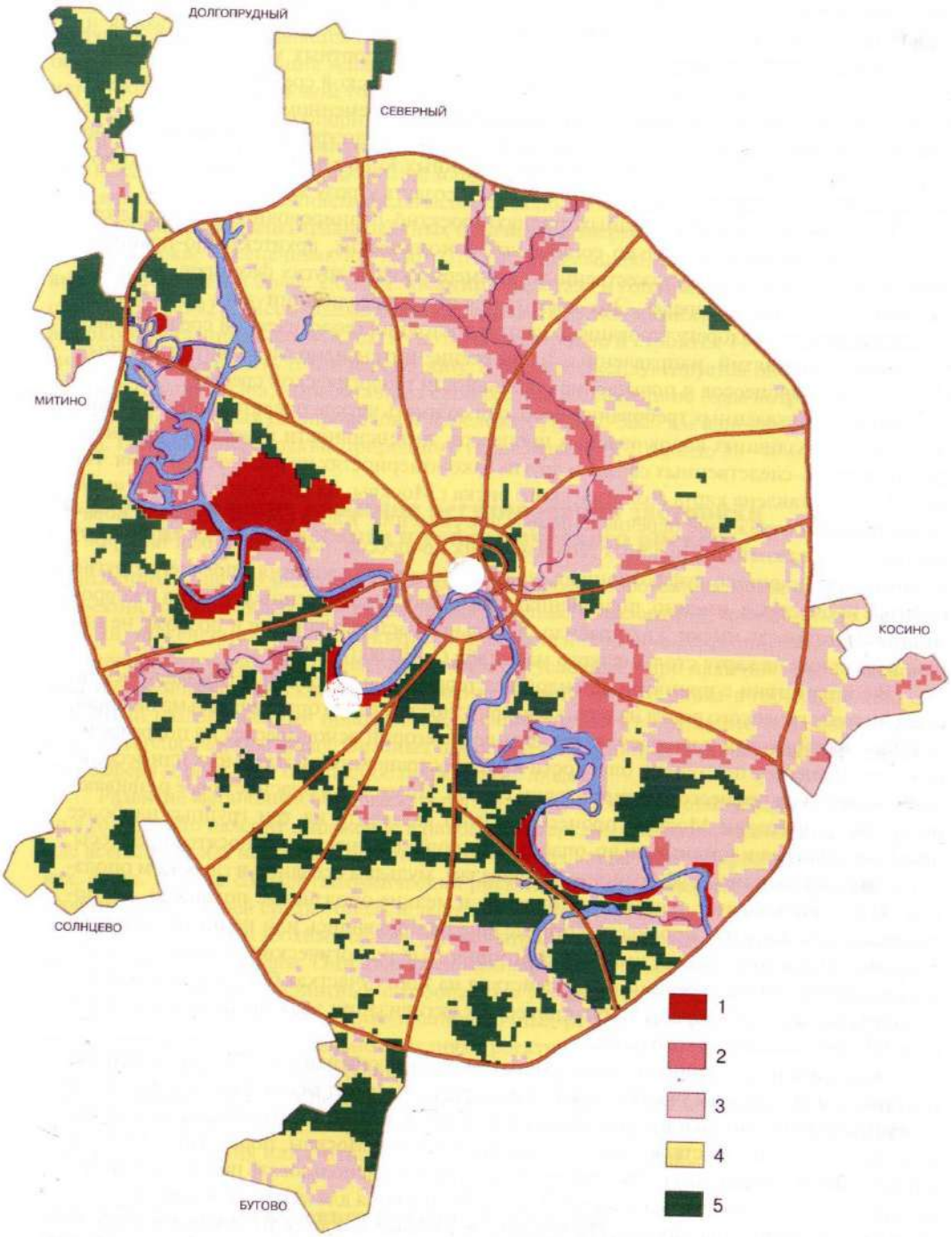


Fig. 10. Map of geological danger in Moscow. Landslides, karst, underflooding. (Osipov V.I., Kutepon V.M., Mironov O.K.) [3]. Landslides are near rivers in semi-dark (red and pink). 1 – very high danger, 2 – high, 3 – middle, 4 – low, 5 – no. White circles – risk "hot spots". Kremlin hill (center) and Vorobiovy Mountains (south-west).

These areas may be considered as “hot spots” on the risk map. And even thought in some of these areas, the population density is not so high, the other components (cost of land, the historical importance of the object, the density of underground utilities and others) give a great contribution to the high risk assessment.

These areas must be at measures for risk management and reduction at the first line. It means monitoring organization, slope strengthen, ban of extra buildings and activity.

As additional fact it is interesting to use night cosmic photo of Moscow that reflect the density of communications and possible damage (Fig. 11).

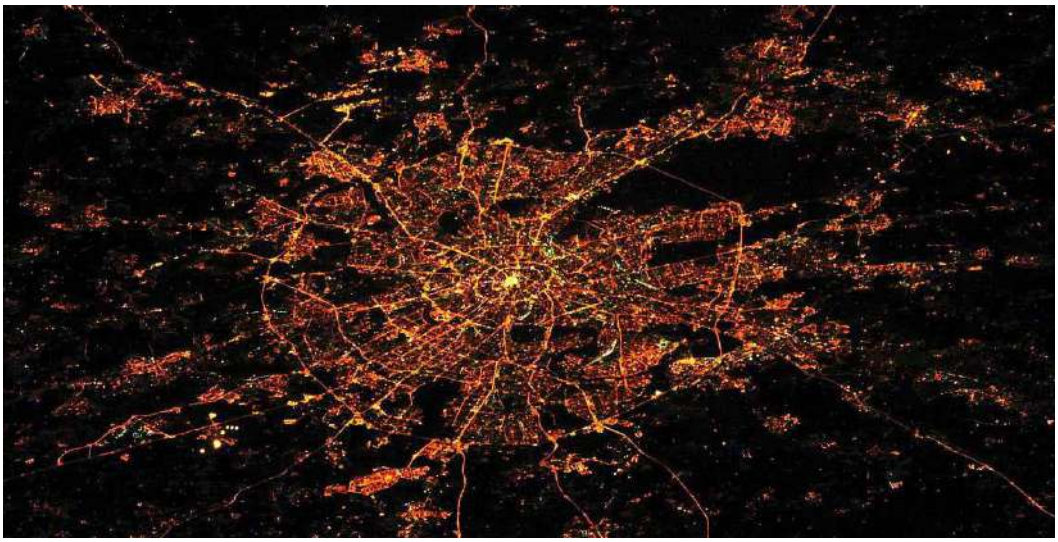


Fig. 11. Cosmic photo of Moscow at night.

References

1. Corominas J., van Westen C., Frattini P., Cascini L., Mallet J-P. et al (2014) Recommendations for the quantitative analysis of landslide risk. Bulletin of Engineering Geology and Environment 73(2): 209-263.

2. Kutepov V.M., Sheko A.I., Anisimova N.G., Burova V.N., Victorov A.S. et al. (2002) Natural hazards in Russia. Exogenous geological hazards. Moscow, KRUK.

3. Kutepov V.M., Postoev G.P., Svalova V.B. (2004) Landslide hazards estimation on sites of modern and historical constructions in Moscow. Proceedings of 32 IGC, Italy, Florence, 2004.

4. Osipov V., Medvedev (eds) (1997) Moscow. Geology and town. Moscow textbooks and kartolitografiya, Moscow.

5. Osipov V.I., Shojgu S.K., Vladimirov V.A., Vorobjev Yu.L., Avdod’in V.P. et al (2002) Natural hazards in Russia. Natural hazards and society. Moscow, KRUK.

6. Postoev G.P., Erysh I.F., Salomatin V.N. et al. (1989) Artificial activation of landslides. Russia. Moscow, Nedra.

7. Postoev G.P., Svalova V.B. (2005) Landslides risk reduction and monitoring for urban territories in Russia. Proceedings of the First General Assembly of ICL (International Consortium

on Landslides), Landslides: risk analysis and sustainable disaster management, Washington, USA, Springer, P. 297-303.

8. Ragozin A. (ed) (2003) Natural hazards of Russia. Evaluation and management of natural risk. Moscow, KRUK.

9. Svalova V.B. (2001) Mechanical-mathematical modeling and monitoring for landslide processes. Journal of Environmental Science nd Engineering 5 (10): P. 1282-1287.

10. Svalova V.B. (2011) Monitoring and modeling of landslide processes. Monitoring. Science and technology 2(7): P. 19-27.

11. Svalova V.B. (2011) Landslide process simulation and monitoring. Proceedings of ENGEOPRO, Moscow.

12. Svalova V.B. (2012) Mechanical-mathematical modeling and monitoring for landslides. Proceedings of IPL (International Program on Landslides) Symposium, UNESCO, Paris.

13. Svalova V.B. (2014). Modeling and Monitoring for Landslide Processes. In: Linwood K (ed) Natural Disasters – Typhoons and Landslides – Risk Prediction, Crisis Management and Environmental Impacts. Nova Science Publishers, New York, P. 177-198.

14. Svalova V.B. (2014) Mechanical-mathematical modeling and monitoring for landslide processes. IPL 163 Project. Proceedings of the World Landslide Forum 3. V. 4. Beijing, China. P. 24-27.

15. Svalova V.B. (2014) Modeling and monitoring for landslide processes: case study of Moscow and Taiwan. Proceedings of the World Landslide Forum 3. V. 4. Beijing, China. P. 628-632.

16. Svalova V.B. (2015) Mechanical modeling and geophysical monitoring for landslide processes. Proceedings of IAEG XII Congress "Engineering geology for society and territory", v.2, Torino-2014, Italy, Springer. P. 345-348

17. Svalova V.B. (2016) Monitoring and modeling of landslide hazard in Moscow. Engineering protection 1 (12): P. 34-38

18. Svalova V.B., Postoev G.P. (2008) Landslide Process Activization on Sites of Cultural Heritage in Moscow, Russia. Proceedings of the First World Landslide Forum 2008, Tokyo, Japan.

19. Svalova V.B. (2016) Monitoring and reducing the risk of landslides in Taiwan. Monitoring. Science and technology 3: P. 13-25.

20. Svalova V.B. (2016) Analysis of landslide risk in Taiwan. "Commonwealth", Russia-China scientific journal 4: P. 136-141

21. Svalova V.B. (2016) Analysis and management of risk of landslides. Scientia. Physics and Mathematics 2: P. 28-31.

22. Svalova V.B. (2016). Reducing the risk of landslides. Uniform All-Russia Scientific Bulletin 2(3): P. 79-83.

23. Svalova V.B. (2016) Landslides modeling, monitoring, risk management and reduction. EESJ (East European Scientific Journal , Poland) 7(11): P. 43-52.

24. Svalova V.B. (2016) Risk analysis, evaluation and management for landslide processes. Sciences of Europe (Praha, Czech Republic) 4 (6): P. 15-25.

25. Svalova V. (2017) Landslide Risk: Assessment, Management and Reduction. Nova Science Publishers, New York.

УДК 504.03(470.620)

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ РИСКИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА И ИХ ОЦЕНКА

Стогний В.В., Стогний Г.А., Волкова Т.А., Любимова Т.В.

КубГУ, Краснодар, Россия

Регион Северо-Западного Кавказа и Черноморского побережья Краснодарского края является одним из наиболее посещаемых в Российской Федерации: в год здесь принимают до 17 миллионов туристов, при этом число отдыхающих, которые размещаются в городах, поселках, санаториях и здравницах в курортный сезон, может значительно превышать число коренных жителей. Черноморское побережье Краснодарского края в тектоническом и геоморфологическом отношении – это южный склон орогена Большого Кавказа, в пределах которого расположены крупные промышленные и курортные города: Анапа, Новороссийск, Геленджик, Туапсе и Сочи. Вместе с тем, в пределах этого региона могут развиваться опасные инженерно-геологические и сейсмогенные процессы, в связи с этим актуальна проблема оценки геоэкологических рисков как основы разработки природоохранных мероприятий, в том числе при строительстве гостиниц, пансионатов, санаториев туристско-рекреационных территорий (ТРТ) [1, 5].

Северо-Западный Кавказ и Черноморское побережье Краснодарского края в полосе шириной до 200 км относится к Крымско-Кавказскому сейсмическому поясу и является сейсмоопасной территорией, здесь с различной степенью вероятности возможны сейсмические сотрясения интенсивностью 8-9 баллов. Для этой территории имеются карты эпицентров землетрясений с M > 4,5, нормативные карты общего сейсмического районирования ОСР-97 и ОСР-2015, схемы потенциальных сейсмических очагов с оценкой максимально возможной магнитуды землетрясений.

При оценке сейсмической опасности этой территории исследователи основное внимание уделяли выявлению мест возможных очагов сильных землетрясений, при этом реализованы различные подходы и методы: на основе разработки сейсмотектонической схемы; оценка сейсмического потенциала по историческим и археосейсмическим материалам; по реконструкции макросейсмических полей землетрясений; морфоструктурного районирования и моделирования динамики блоковой структуры и сейсмичности; метод сейсмической энтропии; подход на основе интеллектуальной системы кластеризации; оценка сейсмического потенциала на основе разработанной сейсмогеодинамической модели, учитывающей зависимость предельной магнитуды возможных землетрясений от площади сейсмогенерирующего блока земной коры.

Для Северо-Западного Кавказа и Черноморского побережья Краснодарского края нами показано [7, 9], что современную сейсмичность формируют главным образом реверсные движения, создаваемые сейсмогенерирующими Анапским и Сочинским блоками консолидированной коры (рис. 1), площадь которых не превышает 4 тыс. кв. км, что ограничивает предельные размеры очага и максимальную (6,0) магнитуду землетрясений. Важным факто-

ром контроля распределения очагов землетрясений и их магнитуды является реологический. Так, большинство очагов землетрясений с M > 5 локализованы в интервале глубин верхнего слоя земной коры (5÷15 км) наибольшей обобщённой прочности хрупкого разрушения.

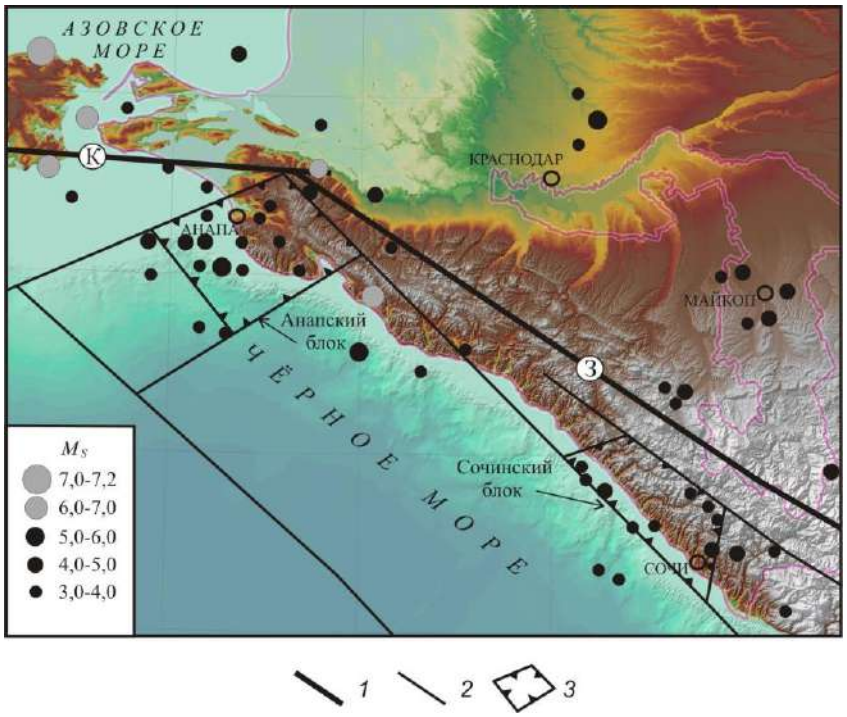


Рис. 1. Сейсмотектоническая схема консолидированной земной коры Северо-Западного Кавказа и обрамляющих территорий и акваторий по [8].

1 – межплитные разломы, разграничивающие Восточно-Черноморскую и Скифскую плиты (К – Крымский, З – Западнокавказский); 2 – тектонические нарушения; 3 – сейсмогенерирующие блоки. Эпицентры землетрясений: доинструментальных – серый цвет, инструментальных – чёрный цвет

Основные задачи оценки сейсмогенного риска Северо-Западного Кавказа и Черноморского побережья Краснодарского края:

1. Разработка методики оценки факторов опасности интегрального сейсмогенного риска, обусловленных как непосредственно сейсмическими воздействиями, так и вызванных ими «медленными» угрозами экзогенных геологических процессов (учёт особенностей строения верхней части разрезов земной коры, геоморфологических и инженерно-геологических условий, а также тиксотропии).

2. Составление и обоснование карты факторов опасности интегрального сейсмогенного риска Черноморского побережья Краснодарского края на региональном и детальном уровнях с учётом конкретных физико-геологических условий региона исследований и адаптации разрабатываемых моделей к этим условиям.

3. Выбор модельных законов, а также методов корреляционной связи частоты проявления землетрясений различной магнитуды и интенсивности сотрясений с частотой проявления сейсмогенных рисков различной природы, в зависимости от геологического и тектонического строения эпицентральной области.

4. Оценка сейсмогенного риска и моделирование безопасности туристско-рекреационных территорий Северо-Западного Кавказа и Черноморского побережья Краснодарского края с высоким уровнем развития рекреационной сферы.

Оценку геоэкологического риска определяют факторы потенциальной опасности и факторы возможного ущерба (экономический, уязвимость строений и социальный). Оценка факторов возможного ущерба (уязвимость строений и социальный) на основе карт сейсмического районирования Краснодарского края на региональном уровне дана в [2].

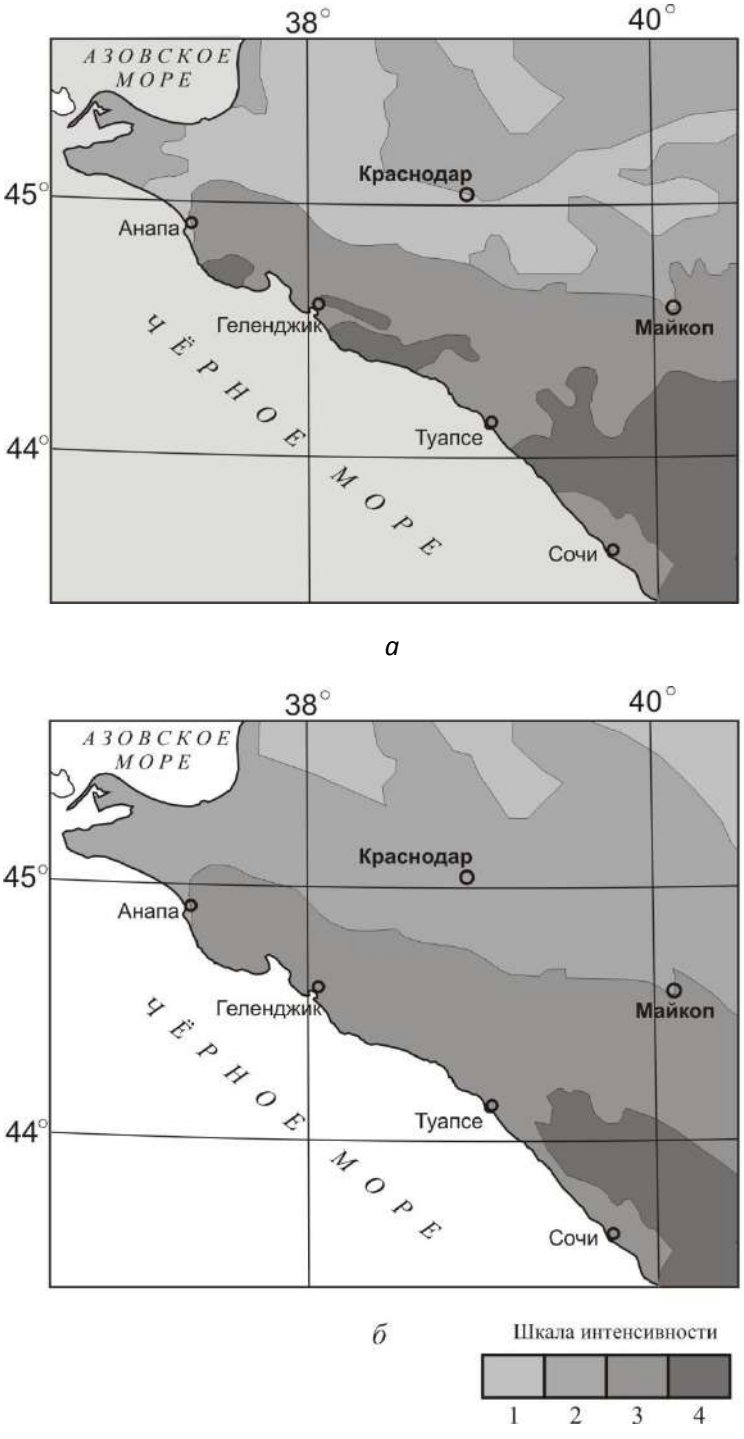


Рис. 2. Схемы оценки интегрального риска проявления опасных геологических процессов Северо-Западного Кавказа и обрамляющих территорий: а – экзогенных геологических процессов, б – экзогенных геологических процессов и сейсмичности. Шкала интенсивности уровней риска опасных геологических процессов: 1 – низкий, 2 – средний, 3 – высокий, 4 – очень высокий

К практически не разработанному направлению для территории Черноморского побережья следует отнести оценку интегрального сейсмогенного риска, включающего факторы опасности, обусловленные как непосредственно сейсмическими воздействиями, так и последующими «медленными» угрозами экзогенных геологических процессов. К «медленным» угрозам следует отнести оползни, обвалы, изменение русел водотоков и др. [4].

Оценка фактора опасности интегрального сейсмогенного риска на региональном и детальном уровнях региона Северо-Западного Кавказа и Черноморского побережья Краснодарского края имеет важное значение при обосновании стратегии устойчивого развития инфраструктуры региона и разработке программ по определению очерёдности мероприятий по охране окружающей среды и туристско-рекреационной деятельности.

Регион Северо-Западного Кавказа и Черноморского побережья Краснодарского края характеризуется разнообразием природных условий и развитостью хозяйственного комплекса [3]. Большую угрозу для экономики и безопасности этого региона представляют экзогенные (оползни, боковая и донная эрозия, разрушение морских берегов, подтопление территорий) природные геологические процессы.

На основе выполненных исследований составлены схемы оценки интегрального риска проявления экзогенных геологических процессов (рис. 2а) и опасных геологических и сейсмогенных процессов региона Северо-Западного Кавказа и Черноморского побережья Краснодарского края (рис. 2б). При составлении схемы – оценки интегрального риска проявления опасных геологических и сейсмогенных процессов (рис. 2б) за основу сейсмического риска была взята карта общего сейсмического районирования ОСР-15 со степенью сейсмической опасности с (1%) и карта оценки интегрального риска проявления экзогенных геологических процессов (рис. 2а).

Оценка факторов потенциального интегрального риска проявления опасных геологических и сейсмогенных процессов ТРТ региона Северо-Западного Кавказа и Черноморского побережья Краснодарского края на региональном и локальном уровнях возможна с учетом карт детального инженерно-геологического и сейсмического районирования и факторов возможного ущерба (уязвимость строений и социальный) на основе вероятностных математических моделей, реализация которых может выполняться на базе методики [4] с расчётом полной вероятности опасного природного или природно-техногенного процесса с i-ым исходом на рассматриваемой ТРТ. К настоящему времени имеется только детальное обоснование оценки сейсмического риска территории г. Б. Сочи [6]. Дальнейшими задачами исследований должны служить модели экономического и социального факторов геоэкологического риска наиболее важных ТРТ региона Северо-Западного Кавказа и Черноморского побережья Краснодарского края.

Литература

1. Волкова Т.А., Мищенко А.А., Антипцева Ю.О., Липилин Д.А. Прибрежные геосистемы в пространстве и времени: по материалам Краснодарского края. Краснодар, 2017. 275 с.

2. Ларионов В.И., Фролова Н.И., Угаров А.Н. Оценка сейсмического риска // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2017. № 2. С. 22-37.

3. Любимова Т.В., Бондаренко Н.А., Стогний В.В., Погорелов А.В. Карта интегрального риска проявления экзогенных геологических процессов как основа для решения различных теоретических и прикладных задач на территории Краснодарского края // Естественные и технические науки. 2017. №2 (114). С. 140-145.

4. Минаев В.А., Фадеев А.О. Оценка геоэкологических рисков: моделирование безопасности туристско-рекреационных территорий. М.: Финансы и статистика; ИНФРА-М, 2009. 336 с.

5. Мищенко А.А., Волкова Т.А. Современное состояние ландшафтов Краснодарского края: проблемы трансформации в условиях приоритетного природопользования // География и регион: Матер. Междунар. науч.-практ. конф. ФГБОУ ВО «Пермский государственный национальный исследовательский университет». 2015. С. 96-101.

6. Осипов В.И., Ларионов В.И., Сущев С.П., Фролова Н.И., Угаров А.Н., Кожаринов С.В., Барская Т.В. Оценка сейсмического риска территории г. Б. Сочи // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2015. №1. С. 3-19.

7. Стогний Г.А., Стогний В.В. Сейсмичность Большого Кавказа с позиции блоковой делимости земной коры // Экологический вестник научных центров ЧЭС. 2017. №2. С. 86-95.

8. Стогний Г.А., Стогний В.В. Проблема оценки сейсмогенного риска Черноморского побережья Краснодарского края // Туристско-рекреационный комплекс в системе регионального развития: Материалы VII Международной научно-практической конференции. Краснодар: Кубанский гос. ун-т, 2019. С. 226-229.

9. Stogny V.V., Stogny G.A. Seismotectonics and seismic hazard of the North-Western Caucasus (Southwest of Russia). ID 10913. Thessaloniki: 16th European conference on Earthquake Engineering, 18-21 June 2018. Programme. P. 78.

УДК 504.3.054

ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ КУЛЬТУРА И ОБРАЗОВАНИЕ В ВОПРОСАХ ОХРАНЫ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

Тезиев Т.М.[1], Бериев О.Г.[2], Савхалова С.Ч.[1]

[1]СО Реском, Владикавказ, Россия

[2]ГФИ ВНЦ РАН, Владикавказ, Россия

Аннотация. Статья посвящена вопросам экологической культуры и образования в решении актуальных проблем охраны окружающей среды. Сформировавшиеся в конце XX – начале XXI веков экологические проблемы наносят широкомасштабный убыток национальным, региональным и в целом мировой системам окружающей среды, формируя угрозу благополучию и самому существованию не только некоторых государств, но и всему человечеству. Поэтому в последнее время не случайно среди экологических приоритетов на ведущее место выходят просвещение и повышение экологической культуры населения, развитие системы экологического образования и воспитания.

В Конституции Российской Федерации имеется ряд положений по экологической безопасности и охране окружающей природной среды. Так, в ст.41 указано, что в Российской Федерации поощряется деятельность, способствующая экологическому благополучию страны [1]. На основании этого, ст.42 гласит, что каждый имеет право на благоприятную окружающую среду, достоверную информацию о ее состоянии и на возмещение вреда, причиненного здоровью или имуществу вследствие экологических правонарушений. Федеральный закон от 10 января 2002 года «Об охране окружающей среды» является основополагающим нормативным актом, определяющим государственную стратегию в этом направлении деятельности [2]. Проблемы экологической безопасности в последнее время становятся все более актуальными и приобретают государственное звучание.

В «Основах государственной политики в области экологического развития Российской Федерации до 2030 года», утвержденных Президентом Российской Федерации 30 апреля 2012 года, сказано:

Достижение стратегической цели государственной политики в области экологического развития обеспечивается решением следующих основных задач:

- формирование экологической культуры, развитие экологического образования и воспитания;

- обеспечение эффективного участия граждан, общественных объединений, некоммерческих организаций и бизнес-сообщества в решении вопросов, связанных с охраной окружающей среды и обеспечением экологической безопасности.

Среди экологических приоритетов на ведущее место выходят -просвещение и повышение экологической культуры населения, развитие системы экологического образования и воспитания.

Нагляднее всего это можно продемонстрировать на примере проведения Общероссийских Дней защиты от экологической опасности, инициатором которых выступили, в том

числе, и Профсоюзы России. Это массовое общественное движение (объединяющее органы государственной и муниципальной власти, природоохранные и профсоюзные органы и организации, общественные экологические организации и самые широкие слои населения), направленное на обеспечение экологической безопасности и конституционных прав граждан на благоприятную экологическую среду [2].

Основная задача «Дней защиты» – воспитание у граждан экологической культуры, бережного отношения к природе и природным ресурсам.

На основе мероприятий, проводимых в рамках «Дней защиты», создано и развивается массовое движение за экологическое возрождение России и Республики Северная Осетия-Алания. Мероприятия Дней защиты на территории Северной Осетии проходят под девизом «Экология – Безопасность – Жизнь» [7].

Мероприятия в рамках «Дней защиты от экологической опасности» в Северной Осетии проводятся задолго до официального дня начала – 15 апреля и продолжаются весь год, хотя официальная дата завершения – 5 июня.

В ходе проведения Дней защиты от экологической опасности на территории республики в муниципальных образованиях проводятся рейды, месячники, субботники по благоустройству и озеленению территорий, операции «Чистая земля», «Чистая вода», «Чистый воздух», массовые практические природоохранные акции, игры, круглые столы, КВНы, викторины, конкурсы плакатов и рисунков, экологические десанты, конференции, семинары, выставки, марши и многие другие мероприятия.

Окрепло и приобрело массовость движение по оказанию волонтерской помощи особо охраняемым природным территориям; его участниками становятся все больше жителей Северной Осетии.

Еще одно важное воспитательное мероприятие, которое зародилось и набирает силу в последние годы связано с возрождением лесов.

В экологических мероприятиях особенно активное участие принимают молодежные экологические дружины, активисты молодежки Регионального отделения ОНФ, которые эффективно работают во многих муниципальных образованиях. Например, молодежная экологическая дружина ОНФ ежегодно выполняет целый комплекс работ: проведены мероприятия по экологическому обустройству особо охраняемых природных территорий областного значения, проведен сбор информации об их флоре и фауне, осуществлена общественная экологическая паспортизация природных комплексов и объектов, и другие работы. Дружина участвовала в акции «Чистые берега» по уборке побережий водных объектов. В итоге с берегов рек, водохранилищ и прилегающих территорий молодыми энтузиастами убраны тысячи мешков с мусором. На участках традиционного скопления отдыхающих установлены оригинально оформленные агитационные аншлаги с собственными рисунками, текстами и поучительными стихотворениями на природоохранные темы.

Национальная культура осетин, как и многих других народов, веками формировалась в связи «человек – природа». Экстремальные условия жизни осетин приучили их подчиняться тем законам природы, в которых они жили. Именно поэтому национальная культура строилась на бережном отношении человека к природе, разумном природопользовании. На-

родная мудрость, помогавшая человеку выжить среди суровой природы, нашла отражение в разных формах народного творчества – в праздниках, традициях, обычаях, сохранившихся до наших дней. Все это составляет духовно-нравственную основу для сохранения национальной культуры и содержит определенный потенциал для содержания образования, ориентированного на формирование экологической культуры личности.

Поэтому не случайно образование в области окружающей среды официально признано сегодня как одно из приоритетных направлений совершенствования образовательных систем. В связи с этим в ближайшее время должны быть решены следующие актуальные проблемы:

- разработка системы непрерывного экологического образования;
- создание системы практической деятельности учащихся в области улучшения окружающей среды;
- корректировка школьной и внешкольной систем образования.

Основными путями решения этих проблем целесообразно считать:

1. Введение понятия экологизации в учебные предметы через интеграцию естественнонаучных и общественно-гуманитарных знаний.

2. Формирование экологического сознания и мышления, воспитание разумного отношения к природе и здоровью человека.

3. Экологическое просвещение.

Любовь к природе у детей не приходит сама собой – ее нужно пробудить. Дети школьного возраста, включая старшеклассников, проявляют заботу и бережное отношение лишь к тем объектам природы, о которых имеют достаточно глубокие и разносторонние знания. Положительным в области совершенствования и повышения образовательного уровня в некоторых школах является целенаправленная и системная работа по реализации принципа интеграции основного (общего) и дополнительного образования. Для внеурочной деятельности учащихся и организации дополнительного образования созданы необходимые условия. Развивающаяся система интеграции учебной и внеурочной деятельности осуществляется на занятиях кружков, факультативов.

При этом непременным условием является сочетание теоретической подготовки с активной практической деятельностью в области охраны окружающей среды на основе «комплиментарности» классной, внеклассной и внешкольной систем образования. Причём, процесс экологического воспитания и образования учащихся осуществляется непрерывно начиная с младшего школьного возраста.

Так, в некоторых школах Алагирского, Пригородного районов были организованы кружки и объединения учащихся: «Юный натуралист»; «Школьное лесничество»; «Экология».

В младшем школьном возрасте обучение и воспитание строится на эмоционально-образном подходе, что способствует удовлетворению естественного интереса детей к природе. В средних классах – определяется содержанием научных знаний о живых системах различного уровня. В старших классах у детей формируется экологическое мышление, акцентируя их внимание на составлении собственных стратегий и технологий взаимодействия с природой, на приобретении для реализации умений и навыков.

Назрела необходимость в привлечении учащихся к реальным мероприятиям по сохранению родной природы. Как правило, учебно-практическая деятельность тесно связана с внеклассной и внеурочной. Такая работа обладает рядом преимуществ. Она не ограничена тесными рамками учебных программ и предполагает участие специалистов различных отраслей, организаций, которые заключили со школой договоры.

Учащиеся активно принимают участие в посадках, проводят побелку деревьев в черте села; проводят рейды в черте села и экологические десанты в лесные урочища; изготавливают скворечники и синичники; собирают и оформляют гербарии сорных и лекарственных растений; организуют экологические вечера и открытые мероприятия; организовали экологическую тропу.

Особое внимание уделяется всё возрастающему влиянию антропогенного фактора. На уроках, занятиях, экскурсиях учащиеся знакомятся не только с биоразнообразием своего горного края, но и изучают культуру исторических эпох. Здесь надо отметить, что расположенная вблизи селения Суадаг роща Хетага, является одним из ярчайших примеров, на котором строится эффективная воспитательная и образовательная деятельность.

Большое значение для кратковременных экскурсий в лес, для экологического воспитания школьников, знакомства с природой и жизнью леса, населяющими его насекомыми, животными и птицами имеет экологическая тропа.

Экологическая тропа как объект пропаганды охраны природы обладает тем преимуществом, что благодаря зрительному и эмоциональному восприятию человеком окружающего мира активизируется процесс приобретения экологических знаний и навыков. Создание учебных экологических троп способствует повышению научного уровня школьного образования. Знания, которые учащиеся получают на «тропе», тесно связаны с программным материалом; они помогают расширять и углублять знания, полученные на уроках. Главное же состоит в том, что дети овладевают умением применять на практике знания из разных предметов в комплексе, постигая неразрывное единство природной среды и человека.

Создание учебных экологических «троп» помогает гуманизировать образование. Экологическая тропа создается детьми, прежде всего для самих же детей. Если она правильно организована, то позволяет учащимся с разных сторон раскрывать свои творческие возможности, сочетать умственный и физический труд. Организация «тропы» силами школьников дала возможность педагогам создавать различные жизненные ситуации, решение которых требует от ребят творческого подхода, активной деятельности. Задания по изучению и оценке состояния окружающей среды в зоне «тропы» побуждают детей не только использовать свои знания из разных учебных предметов, но и, что самое важное, принять посильное участие в трудовых природоохранных мероприятиях. Самостоятельная исследовательская работа укрепляет взаимосвязь интеллектуального и эмоционального познания. В итоге, рождается важнейшее качество личности – убежденность, которая опирается не только на знания, но и на чувства, на жизненный опыт школьников. У них вырабатываются навыки экологически грамотного поведения, сознательное отношение к природе.

В формировании знаний учащихся по экологии важное место занимают исследования, дающие возможность выяснить значение биотических факторов в жизни организмов. К ним относятся наблюдения фитогенного и зоогенного характера. На конкретном матери-

але наблюдений за насекомыми, птицами, млекопитающими и другими представителями лесной фауны, руководитель имеет возможность показать, что взаимосвязи проявляются многогранно. В одних случаях имеют место полезные взаимоотношения (распространение плодов и семян птицами, млекопитающими, муравьями и т.д.); в других случаях – вредное воздействие животных на растения (повреждение древесных и кустарниковых пород насекомыми – вредителями, мышевидными грызунами и т.д.).

Таким образом, учащиеся приходят к выводу о необходимости серьёзного изучения взаимосвязей между растительным и животным миром для успешного решения проблем охраны и рационального использования природных богатств.

Несомненно, назрела необходимость формирования личности нового поколения, обладающей экологическим сознанием, опираясь на многовековой опыт взаимодействия природы и национальной культуры народа.

Взаимосвязь человека и мира природы отражена прежде всего в литературе и живописи. Поэтому стало традицией проводить уроки и занятия на базе библиотеки Дома культуры, где ребята сами, принимая участие в беседе, знакомятся с поэтами, писателями, живописцами, прикасаются к естественной окружающей среде. Русская и осетинская литература традиционно близко связаны с миром природы. Русские и осетинские писатели дарят поэтические картины мира природы, образцы красоты, глубокого и тонкого его восприятия; дают понять, что человек – часть природы. Ребята создают представления о природе как о самоценной, достойной уважения и восхищения.

Учащиеся школ принимают участие в республиканских конкурсах и конференциях экологической направленности. И это не единичный пример. Такую воспитательную работу с учащимися педагогические коллективы планируют развивать и в дальнейшем, налаживая сотрудничество с Министерством образования науки РСО-Алания, Северо-Осетинским РИПКРО, Северо-Осетинским государственным университетом.

Существенен вклад образовательных организаций и профсоюзных организаций Северной Осетии в мероприятия, проводимые в рамках Дней защиты от экологической опасности. Они являются формой установления и укрепления позитивных социальных контактов, содействия воплощению в жизнь высших духовных ценностей человечества.

Литература

1. Конституция Российской Федерации. Федеральные конституционные законы «О Государственном флаге Российской Федерации», «О Государственном гербе Российской Федерации», «О Государственном гимне Российской Федерации» / авт. историко-правового комментария М.В. Баглай. 2-е изд., перераб. М.: Норма, 2008. 160 с.

2. Федеральный закон от 10 января 2002 г. №7-ФЗ «Об охране окружающей среды».

3. Федеральный закон от 21 ноября 2011 г. №323-ФЗ «Об основах охраны здоровья граждан в Российской Федерации».

4. Анохин А.М. Проблемы правовой ответственности в сфере охраны окружающей среды и природопользования // Вестник экологического образования. 2004. №2-3. 16 с.

5. Бринчук М.М. Экологическое право (право окружающей среды): Учебник. М: Юристъ, 2000.

6. Бериев О.Г., Тезиев Т.М. Динамика выбросов в атмосферу РСО-Алания за период 2006-2016 гг. // Вестник МАНЭБ. 2018. Т.23, № 4. С. 11-19.

7. Тезиев Т.М. Возмещение экологического вреда по российскому праву // Материалы IV Международной заочной научно-практической конференции: «Образование, охрана труда и здоровье». 25 апреля 2014 г. Владикавказ, 2014. С. 382-389.

8. Тезиев Т.М., Савхалова С.Ч. Правовые аспекты охраны окружающей среды // Материалы I Всероссийской научно-практической конференции руководителей организаций, специалистов в области охраны труда «Обучение, оценка соответствия и управление охраной труда. (Проблемы. Задачи. Решения.)». 12-14 октября 2014 г. Ялта, 2014. С.43-45.

9. Коробкин В.И. и др. Экология. Ростов-на-Дону, 2008.

ПОЗДРАВИТЕЛЬНЫЕ АДРЕСА

К ЮБИЛЕЮ

В.Б. ЗААЛИШВИЛИ

Глубокоуважаемый Владислав Борисович!

Коллектив Владикавказского научного центра Российской академии наук горячо и сердечно поздравляет Вас, известного специалиста в области наук о Земле эксперта международного класса лиги экспертов стран СНГ по вопросам сейсмической опасности и риска, Заслуженного изобретателя Российской Федерации, Заслуженного деятеля науки Республики Северная Осетия-Алания со знаменательной датой – 70-летием со дня рождения!

Вы создали новое научное направление «оценка сейсмической опасности территории на основе учета нелинейных свойств горных пород мощными невзрывными источниками», впервые ввели понятия «средневзвешенного периода колебаний» и коэффициента «рельефности», разработали ряд современных технологий оценки сейсмической опасности горных пород, не имеющих аналогов в мире, создали универсальную систему инструментального мониторинга Казбекского вулканического центра, активно развиваете научную школу инженерной сейсмологии в Северной Осетии и в целом на Кавказе. И эти достижения – лишь небольшая часть Вашего весомого вклада в развитие современной геофизической науки.

Вы – автор многочисленных научных трудов, основатель и главный редактор журнала «Геология и геофизика Юга России». Ваши идеи получили дальнейшее развитие в трудах многочисленных учеников и последователей. Под Вашим руководством защищены одна докторская и 12 кандидатских диссертаций. Ваши ученики многократно становились победителями различных конкурсов, в частности, лауреатами премии Главы Республики Северная Осетия – Алания в области науки и техники.

Ваша активная научная и научно-организационная деятельность, присущий Вам высокий профессионализм способствуют развитию и росту международного авторитета Геофизического института ВНЦ РАН, ставшего одним из центров геофизической науки на Юге России.

В этот торжественный день примите, дорогой Владислав Борисович, наши искренние пожелания доброго здоровья, творческих успехов, мира и благополучия Вашей большой семье, неиссякаемых сил в реализации всех Ваших начинаний на благо отечественной науки.

Врио директора ВНЦ РАН А. Л. Чибиров

Научный руководитель ВНЦ РАН А. Г. Кусраев

Глубокоуважаемый Владислав Борисович!

Знаю Вас как выдающегося исследователя в области геофизики, геологии, геоэкологии и горного дела, внесшего значительный вклад в теорию и практику оценки сейсмической опасности территорий и возглавившего научную школу инженерной сейсмологии на Кавказе.

Далеко за пределами России известна Ваша разносторонняя деятельность, направленная на разработку научно-методических основ и практическое использование современных технологий оценки сейсмической опасности горных пород, не имеющих аналогов в мире. Вами предложен новый инструментально-расчетный метод сейсмического микрорайонирования, создана уникальная система мониторинга Казбекского вулканического центра, разработана универсальная система отслеживания природно-техногенных опасностей и методология оценки их риска.

Заслуживает глубокого уважения и Ваша неутомимая научно-организационная деятельность, в результате которой были созданы Северо-Кавказское отделение Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, научно-образовательный центр «Геоинжиниринг» на базе СКГМИ (ГТУ), журнал «Геология и геофизика Юга России», организован Национальный комитет Грузии по сейсмостойкому строительству и инженерной сейсмологии в составе Европейской ассоциации по сейсмостойкому строительству, успешно развивается Геофизический институт ВНЦ РАН, директором которого Вы являетесь с 2003 г.

В результате Вашей педагогической деятельности многие студенты выбрали путь в науку, многократно побеждали в различных конкурсах, защитили диссертации, стали надежной опорой для продолжения Ваших исследований и практического воплощения их результатов.

Ваши заслуги неоднократно были отмечены почетными званиями и наградами, в том числе «Заслуженный деятель науки РСО-А», «Почётный учёный города Рима», «Почетный работник науки и техники РФ», «Почетный изобретатель РФ», Благодарностью Президента РФ, Медалью «Во славу Осетии», Почетной грамотой Парламента РСО-А, Почётными грамотами Президиума РАН.

Дорогой Владислав Борисович! Поздравляя Вас от лица Президиума ЮНЦ РАН и от себя лично со славным 70-летним юбилеем, желаю Вам крепкого здоровья, новых научных достижений, счастья и благополучия.

Научный руководитель ЮНЦ РАН
академик Г.Г. Матишов

Глубокоуважаемый Владислав Борисович!

Коллектив Дагестанского Федерального
исследовательского центра
Российской академии наук
горячо и сердечно поздравляют Вас с юбилеем.
От всей души желаем Вам отличного здоровья,
много, много счастья, дагестанского долголетия
и новых творческих успехов на благо России,
на благо отечественной науки.

С искренним уважением
и наилучшими пожеланиями
Врио Председателя
ДФИЦ РАН

23 сентября 2019 г.

С ЮБИЛЕЕМ!

Глубокоуважаемый Владислав Борисович!

Коллектив Кабардино-Балкарского научного центра Российской академии наук сердечно поздравляет Вас со знаменательной датой – 70-летием со дня рождения!

Вы по праву пользуетесь большим авторитетом и глубоким уважением – как известный российский ученый и изобретатель, опытный и компетентный профессионал, специалист в области наук о Земле, Заслуженный деятель науки Республики Северная Осетия-Алания, как широко образованный, творческий человек. Мы высоко ценим Ваш неустанный труд, плодотворную научную, организаторскую, просветительскую деятельность.

Желаем Вам дальнейших успехов в Вашей большой, востребованной работе!

ВРИО Председателя КБНЦ РАН

З.В. Нагоев

Глубокоуважаемый и дорогой Владислав Борисович!

От имени коллектива Геофизического центра Российской академии наук примите самые сердечные поздравления с Вашим 70-летним юбилеем!

Весь Ваш жизненный путь — яркий пример беззаветного служения науке и Отечеству. С Вашим именем связано появление нового научного направления оценки сейсмической опасности территории с учетом нелинейных свойств горных пород при воздействии мощными невзрывными источниками. Вы впервые ввели простые и эффективные показатели движения в виде площадей нормализованного и реального спектров колебаний, определяющие поглощение и нелинейность среды. Благодаря Вам в научный обиход вошли понятия средневзвешенного периода колебаний и коэффициента рельефности. Вы разработали ряд современных технологий оценки сейсмической опасности горных пород, предложили новый инструментально-расчетный метод сейсмического микрорайонирования.

Вы крупный и широко известный ученый. При Вашей активной руководящей роли блестяще были выполнены крупные международные научные проекты, включая ИНТАС, ТАСИС, ЕВРАЗИЯ, Программу НАТО «Наука за мир» и др. За свой богатый научный путь Вы опубликовали более восьмисот научных работ, в том числе более 20 монографий, 8 методических и научных пособий и более 60 патентов, баз данных и компьютерных программ. Под Вашим научным руководством были защищены одна докторская и десять кандидатских диссертаций.

Истинное восхищение вызывает Ваша научно-общественная деятельность. Вы являетесь главным редактором журнала «Геология и геофизика Юга России», членом редколлегии журналов «Вестник ВНЦ РАН», «Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений», «Природные и техногенные риски. Безопасность сооружений», «Open Construction & Building Technology Journal» и «The Open Occupational Health & Safety Journal». Ваш труд высоко оценен Правительством Российской Федерации и Республики Северная Осетия-Алания, Президиумом Российской академии наук, Вы были удостоены Благодарности Президента РФ, Медали «Во славу Осетии», Почетных грамот Президиума РАН и Парламента РСО-А, Юбилейной медали «100 лет профсоюзам России» и многих других престижных наград. Вы по достоинству являетесь Заслуженным деятелем науки РСО-А, Почетным работником науки и техники РФ и Заслуженным изобретателем РФ.

В этот знаменательный день от всей души желаем Вам доброго здоровья на долгие годы, счастья и благополучия, успехов в Вашей научной деятельности и новых свершений на благо российской науки!

Директор ГЦ РАН
член-корреспондент РАН ***А.А. Соловьев***

Научный руководитель ГЦ РАН
академик РАН ***А.Д. Гвишиани***

Учёный секретарь ГЦ РАН
к.ф.-м.н. ***Р.И. Красноперов***

Коллектив Геофизического центра РАН
23 сентября 2019 года

Глубокоуважаемый Владислав Борисович!

Коллектив Института геологии Дагестанского Федерального исследовательского центра Российской академии наук горячо и сердечно поздравляет Вас с юбилеем!

От всей души желаем Вам отличного здоровья, много, много счастья, дагестанского долголетия и новых творческих успехов на благо России!

По поручению коллектива,
с искренним уважением
и наилучшими пожеланиями
Врио директора ИГ ДФИЦ РАН Маматов С.А.

Махачкала 2019

Министерство науки и высшего образования
Российской Федерации
Федеральное государственное
бюджетное учреждение науки
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ
им. Ю. П. Булашевича
Уральского отделения
Российской академии наук
(ИГФ УрО РАН)
Адрес: Амундсена ул., д.100, Екатеринбург, 620016
тел. (343) 2678 868, 2678888, факс (343)2678872
E-mail igfuroran@mail.ru
ОКПО 04683384, ОГРН 1036603981919
ИНН/КПП 6661000392/ 667101001

Директору
Геофизического института -
филиала ВНЦ РАН
доктору физико-математических наук,
профессору Заалишвили В. Б.

Глубокоуважаемый Владислав Борисович!

Коллектив Федерального государственного бюджетного учреждения науки Институт геофизики имени Ю.П. Булашевича УрО РАН поздравляет Вас с Юбилеем!

Желаем крепкого здоровья, личного счастья, дальнейших творческих успехов Вам лично и Вашему Институту, и надеемся на дальнейшее плодотворное сотрудничество!

Врио директора
канд.геол.-мин.наук И.А. Козлова

С Юбилеем!

Уважаемый Владислав Борисович!

В этот знаменательный день
желаем Вам крепкого здоровья,
той же мощной энергии,
которой Вы обладаете, счастья,
семейного благополучия, успехов в науке.
Пусть будут дни все радостью согреты,
Вниманьем близких, дорогих людей!
Пусть дарит жизнь чудесные моменты
И удивляет красотой своей!

Коллектив СОФ ФИЦ ЕГС РАН

70 лет

Глубокоуважаемый Владислав Борисович!

Коллектив Центра географических исследований Кабардино-Балкарского научного центра Российской академии наук от всей души поздравляет Вас с юбилеем!

Вы принадлежите к числу незаурядных российских ученых, заслуги которых по праву отмечены высоким признанием и почетными званиями. Ваши исследования и разработки внесли существенный вклад в развитие научной мысли в области геофизики, геологии, экологии и горного дела. С большим уважением следим за Вашей плодотворной научной, просветительской и организаторской деятельностью, которой вы всегда уделяли большое внимание.

Желаем Вам новых профессиональных достижений и всего самого доброго!

Зав. Центром географических исследований КБНЦ РАН

Е.В. Кюль

Посвящается Владиславу Борисовичу Заалишвили – сейсмологу и грузину!

Просторы, дали, глубину и выси
В науке Вы не сразу обрели;
Родившись в славном городе Тбилиси,
Свой путь к познанью там же и нашли.

Искали Вы призванье, где труднее,
Ведомы непростой своей судьбой,
В науки Вы вгрызались вместе с нею,
Упорство и удачу взяв с собой.

И всё, чего касались ваши руки,
Давало драгоценные плоды,
Труды сейсмологической науки
Курорты охраняли от беды.

Менялись направления и темы,
Но нет преград для умной головы,
И даже медицинские проблемы
Не оставляли без ответа Вы.

В науке нашей славной и нелёгкой
Вам открывались разные пути
И вслед за Вами легче нам идти
К заветной цели, яркой и далёкой.

В анналах двадцать первого столетья
Вам суждено оставить яркий след,
Ведь Вам с вершин семидесятилетья
Виднее дали будущих побед!

Тепла, здоровья, счастья и удачи
Желают Вам ростовские друзья!
Пусть дружба будет крепкою, как чача –
Иначе в жизни выстоять нельзя!

Сотрудники Лаборатории региональной геологии ЮНЦ РАН

УВАЖАЕМЫЙ ВЛАДИСЛАВ БОРИСОВИЧ!

Примите мои сердечные поздравления с 70-летним юбилеем и самые добрые пожелания!

Блестящая эрудиция, талант и редкая работоспособность позволили Вам стать авторитетным ученым, признанным специалистом в области геофизики и инженерной сейсмологии.

Ваши оригинальные идеи легли в основу новых направлений в науке. Впервые установлены параметры движения, находящиеся в тесной связи с показателями поглощения и нелинейности грунтов, введены понятия средневзвешенного периода колебаний, «коэффициента» и «угла» рельефности.

Вы принадлежите к ярким и талантливым ученым, которые смело претворяют в жизнь свои научно-технические разработки и изобретения.

Благодаря Вам появилась сеть станций, которые контролируют сейсмичность в Республике Северная Осетия-Алания.

Искреннего уважения заслуживает и плодотворная наставническая, организаторская, общественная деятельность, которой Вы всегда уделяете огромное внимание.

Отрадно, что Вы полны сил и энергии, щедро делитесь своими знаниями со студентами и аспирантами Северо-Осетинского государственного университета имени К.Л. Хетагурова. Ваши ученики стали достойными продолжателями начатого Вами дела.

Желаю Вам новых успехов в научной и педагогической деятельности, крепкого здоровья, благополучия и всего наилучшего!

Ректор А.У. Огоев

Глубокоуважаемый Владислав Борисович!

Президиум Академии наук Чеченской Республики сердечно поздравляет Вас с юбилейной датой – 70-летием со дня рождения!

Вы прошли интересный и насыщенный творческий путь. Ваша трудовая деятельность началась с рабочего, а сейчас Вы возглавляете Геофизический институт – филиал ВНЦ РАН и заведуете отделом геофизики, инженерной сейсмологии и геоинформатики.

Мы хотим особо отметить Ваши заслуги в науке: Вы являетесь основателем нового научного направления – оценки сейсмической опасности территории на основе учета нелинейных свойств горных пород мощными невзрывными источниками, принимали участие в многочисленных научно-исследовательских проектах (в том числе и международных), руководили работами по сейсмическому микрорайонированию территорий (СМР). Под Вашим руководством защищена докторская диссертация и 12 кандидатских диссертаций.

Вы являетесь главным редактором журнала «Геология и геофизика Юга России», членом редколлегии ряда научных журналов, в том числе и научно-технического журнала «Грозненский естественнонаучный бюллетень», который включен в этом году в перечень рецензируемых журналов ВАК.

Вы приложили много сил для открытия единственного на Северном Кавказе объединенного Диссертационного совета Д 999.228.03 по специальности 25.00.36 «Геоэкология», созданного на базе ВНЦ РАН, ГГНТУ им. акад. М.Д. Миллионщикова и Чеченского госуниверситета. Уже на протяжении 10 лет активно участвуете в подготовке и проведении Всероссийской научно-технической конференции «Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа». Неоценим Ваш вклад в развитие науки Чеченской Республике.

Ваши результаты отражены в многочисленных публикациях и монографиях, а достижения отмечены высокими государственными наградами, званиями, благодарностями, в том числе и от Президента РФ.

Желаем Вам крепкого здоровья, семейного благополучия, творческого долголетия и дальнейших успехов в Вашей благородной работе.

Президент
Академии наук Чеченской Республики *Ш.А. Гапуров*

Уважаемый Владислав Борисович!

Примите самые искренние и теплые поздравления с юбилеем!

Коллектив Грозненского государственного нефтяного технического университета имени академика М.Д. Миллионщикова желает творческих успехов, кавказского здоровья, счастья и благополучия Вам и Вашим родным и близким людям!

Уверен, что благодаря знаниям, умениям и опыту, которыми Вы обладаете и впредь Ваша родная кафедра «Строительные конструкции» и институт строительства, архитектуры и дизайна ГГНТУ в целом будет развивать актуальное направление, связанное со снижением воздействий на здания и сооружения при различных техногенных явлениях.

Желаем Вам дальнейших побед и достижений на профессиональном поприще, новых конструктивных идей и мудрых решений. Не сомневаемся, что богатый жизненный опыт, организаторский талант, взвешенность принимаемых решений и впредь будут способствовать успешной реализации Ваших самых смелых планов и начинаний.

Долгих плодотворных лет жизни и множества важных свершений в Вашем важном и благородном труде!

С уважением,
Ректор ГГНТУ *М.Ш. Минцаев*

Дорогой Владислав Борисович!

Ученый совет и весь коллектив Комплексного научно-исследовательского института им. Х.И. Ибрагимова горячо и сердечно поздравляют Вас – известного российского ученого, директора и заведующего отделом геофизики, инженерной сейсмологии и геоинформатики Геофизического института – филиала Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального научного центра «Владикавказский научный центр Российской академии наук» (ГФИ ВНЦ РАН), заведующего кафедрой геофизики и геоинформатики Северо-Осетинского государственного университета имени К.Л. Хетагурова, профессора Грозненского государственного нефтяного технологического университета имени академика М.Д. Миллионщикова, доктора физико-математических наук - с юбилеем!

За годы работы Вами создано новое научное направление «оценка сейсмической опасности территории на основе учета нелинейных свойств горных пород мощными невзрывными источниками», впервые введены простые и эффективные показатели движения в виде площадей нормализованного и реального спектров колебаний, определяющие поглощение и нелинейность среды, универсальность которых обусловила их широкое использование на практике, понятия «средневзвешенного периода колебаний» и коэффициента «рельефности», разработан ряд современных технологий оценки сейсмической опасности горных пород, не имеющих аналогов в мире, предложен новый инструментально-расчетный метод сейсмического микрорайонирования, разработана методологию трансформации состояния горной породы в условиях интенсивных изменяющихся нагрузок, создана уникальная систему инструментального мониторинга Казбекского вулканического центра, разработана универсальную систему мониторинга природно-техногенных опасностей и методология оценки их риска. Вы один из основоположников современной Грузинской школы инженерной сейсмологии и Южного Кавказа, активно развивающий научную школу инженерной сейсмологии в Северной Осетии, на Северном Кавказе и, в целом, на Кавказе.

Под Вашим руководством защищена докторская и 12 кандидатских диссертаций, в том числе, 4 кандидатские в Грузии. О Ваших профессиональных качествах говорят цифры публикаций – автор и соавтор 825 публикаций, в том числе, 22 монографий, 8 учебно-методических пособий, 64 патентов на изобретения, 11 компьютерных программ, 14 баз данных в области геофизики, геологии, экологии и горного дела, 33 публикации в изданиях, входящих в международные базы данных Web of Science и 28 – в SCOPUS.

Но Вы далеко не кабинетный ученый - на карте России и Грузии практически нет крупных строительных площадок, где не применялись Ваши опыт и знания. Горды и тем, что на протяжении ряда лет Вы были и сотрудником нашего института.

Ещё одно очень важное достижение: Вы счастливый отец четверых детей и семерых внуков!

Желаем Вам счастья, здоровья, успехов во всех ваших начинаниях!

Директор КНИИ РАН
д.т.н., профессор, академик АПЧР ***Д.К-С. Батаев***
01.10.2019г.

Президент Сейсмофонда
д.т.н., профессор ***Х.Н. Мажиев***
01.10.2019г.

Директору ФГБУН «Центр геофизических исследований Владикавказского научного центра РАН и правительства Республики Северная Осетия-Алания»
доктору физико-математических наук,
профессору В.Б. Заалишвили

Глубокоуважаемый Владислав Борисович!

Высокогорный геофизический институт Росгидромета сердечно поздравляет Вас со славным юбилеем – 70-летием со дня рождения! Мы с огромным удовольствием присоединяемся ко всем поздравлениям и добрым пожеланиям в Ваш адрес.

Ваши многочисленные научные труды в области геофизики, геологии, геоэкологии и горного дела, в том числе новое научное направление по оценке сейсмической опасности территории на основе учета нелинейных свойств горных пород мощными невзрывными источниками, разработка методологии трансформации состояния горной породы в условиях интенсивных изменяющихся нагрузок, создание уникальной системы инструментального мониторинга Казбекского вулканического центра и др. являются важным вкладом в мировую геофизическую науку.

Большое внимание Вы уделяете подготовке высококвалифицированных молодых специалистов, развитию научной школы инженерной сейсмологии на Кавказе. Под Вашим научным руководством защищены кандидатские и докторская диссертации в области геофизики, геологии, экологии и горного дела.

Ваш ценный вклад в научную и научно-организаторскую работу высоко оценен многочисленными государственными и ведомственными наградами: благодарность Президента Российской Федерации, медаль «Во славу Осетии», почетные грамоты Президиума РАН, юбилейная медаль «100 лет профсоюзам России» и многими другими наградами.

В день Вашего юбилея желаем Вам, Владислав Борисович, доброго здоровья, кавказского долголетия, большого счастья Вам и Вашим близким, многих лет плодотворной научной и научно-организаторской деятельности на благо наук о Земле!

Директор ФГБУ «Высокогорный геофизический институт»,
д.т.н., профессор *М.Ю. Беккиев*

REPUBLICAN SEISMIC SURVEY CENTER
AZERBAIJAN NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES
25, Nigar Rafibeyli str., Baku, AZ 1001,
AZERBAIJAN REPUBLIC
Tel: (99412) 4923437; Fax:(99412) 4921455
E-mail: seys@azeurotel.com

"18" "sentyabr" 2019-cu
№ 89/258

Директору ФГБУН Центра геофизических
исследований ВНЦ РАН и РСО-А,
академику РАЕН, ЕАЕН, АГН, МАНЭБ,
док. физ.-мат.наук, профессору В.Б.Заалишвили

Уважаемый Владислав Борисович!

Коллектив Республиканского Центра Сейсмологической Службы при Национальной Академии наук Азербайджана и я лично поздравляем Вас, нашего глубокоуважаемого и горячо любимого друга, со знаменательной датой в Вашей яркой и плодотворной жизни - 70-ти летием со дня рождения.

Вы прошли большой и славный путь в своей научно-производственной деятельности и по праву являетесь крупным специалистом в области геофизики, инженерной сейсмологии, геоэкологии, инженерной геологии.

Ваш профессионализм и незаурядный талант ученого и организатора науки снискали Вам огромный авторитет среди международного сообщества коллег и отмечены высокими государственными наградами. Ваши научные достижения в инженерной сейсмологии, мониторинге процессов сейсмической опасности и рис-ка, геодинамики, физики разрушений грунтов, физических основ сейсмостойкого строительства, гляциологии, геотермальных водах, геоэкологии и др.хорошо известны и ценятся широкой международной хартией геофизиков.

Разработанный Вами новый расчетно-инструментальный метод сейсми-ческого микрорайонирования является основополагающим фактором сейсмо-стойкого проектирования и строительства и имеет большое социальное значение. Вы с честью представляете отечественную науку на международных научных форумах. Ваши многочисленные научные публикации, монографии, учебные пособия являются настольной книгой для молодых ученых и специалистов.

Сегодня мы рады видеть Вас в полном здравии, полным творческих сил и жизненной энергии. Уверены, что наша давняя дружба будет и далее укрепляться и способствовать дальнейшему развитию совместных исследований в области сейсмичности Кавказа и инженерной сейсмологии.

В день Вашего юбилея желаем Вам крепкого здоровья, счастья, дальнейших успехов во всех Ваших начинаниях. Успехов Вам в Вашем благородном и общественно важном деле - развитии геофизической науки и подготовки национальных научных кадров.

С глубоким уважением,
Генеральный директор РНСС НАНА,
док. гео.-мин.наук,
член-корр.НАНА, профессор Гурбан Етирмишли

Директору ГФИ ВНЦ РАН, доктору физ.-мат. наук, профессору
ЗААЛИШВИЛИ ВЛАДИСЛАВУ БОРИСОВИЧУ
(к 70-летнему юбилею)

Глубокоуважаемый ВЛАДИСЛАВ БОРИСОВИЧ

Примите самые теплые поздравления и наилучшие пожелания от всего коллектива Института геофизики и инженерной сейсмологии им. академика Назарова НАН РА в связи с Вашим 70 - летним юбилеем и более чем полувековой научной, общественной и организаторской деятельности.

К своему 70 - летнему юбилею Вы предстали к широкой научной публике, к обществу в целом, очень весовыми научно-организаторскими достижениями, перечисление которых могло быть очень объемным, но вместе с тем почетным.

Очень символично, что происхождение, сфера деятельности и основные задачи наших организаций, особенно в области прикладной сейсмологии, сходятся к одной сверх задаче - защите населения от стихийных бедствий и в первую очередь, от разрушительных землетрясений.

Поначалу попытаемся очень коротко охарактеризовать основные эпизоды Вашей богатой творческой жизни, которые обусловили чрезвычайно плодотворную научную и организаторскую деятельность личности Заалишвили связанную поначалу с ИСНиС АН ГССР и, далее с Геофизическим институтом филиала Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального научного центра «Владикавказский научный центр Российской академии наук» (ГФН ФГБУН ВНЦ РАН).

Младший научный сотрудник, научный сотрудник, старший научный сотрудник, ведущий научный сотрудник, зав. лабораторией и, наконец, с 2016 года директор Геофизического института.

Первое научное крещение получили в 1976 году, когда поступили в аспирантуру ИСНиС АН ГССР, далее успешные защиты кандидатской и докторской диссертации.

Достаточно красноречивы Ваши научные достижения, а также руководимыми Вами многочисленные международные проекты. Особенно большую организаторскую и общественную активность Вы проявили Вашем родном Владикавказе.

Хочу особо констатировать, что между нашими организациями, сотрудниками, с дирекцией уже более чем десять лет сложились самые крепкие научные, организационные и, что особенно важно, очень дружественные и личные отношения. Мы высоко ценим эту дружбу и намерены впредь ее развивать.

Оценкой Вашей плодотворной научной, научно-организационной, общественной деятельности являются многочисленные награды, почетное членство в многочисленных отечественных и зарубежных научных, гуманитарных и прочих организациях, редактором и соредактором научных журналов и т.д.

Вот очень короткое описание Вашей плодотворной научной и общественной деятельности.

Дорогой Владислав Борисович - желаем Вам крепкого, кавказского здоровья, благополучия в семейной жизни и новых, более высоких достижений.

Директор
Института геофизики и
инженерной сейсмологии
им. академика Назарова НАН РА **Дж. Карапетян**

Ученый секретарь **В. Григорян**

ივანე ჯავახიშვილის სახელობის
თბილისის სახელმწიფო
უნივერსიტეტი
მიხეილ ნოდიას
გეოფიზიკის ინსტიტუტი

IVANE JAVAKHISHVILI
TBILISI STATE UNIVERSITY
MIKHEIL NODIA INSTITUTE
OF GEOPHYSICS

ВЛАДИСЛАВУ БОРИСОВИЧУ ЗААЛИШВИЛИ – 70 ЛЕТ

23 сентября 2019 года исполняется 70 лет со дня рождения известного российского и грузинского ученого, директора Геофизического института ВНЦ РАН», зав. кафедрой геофизики и геоинформатики СОГУ им. К.Л. Хетагурова, профессора ГГНТУ им. М.Д. Миллионщикова, доктора физико-математических наук, профессора В.Б. Заалишвили.

В.Б. Заалишвили вот уже 50 лет работает в области геофизики, геологии, геоэкологии и горного дела, он создал новое научное направление «оценка сейсмической опасности территории на основе учета нелинейных свойств горных пород мощными невзрывными источниками», им впервые введены простые и эффективные показатели движения в виде площадей нормализованного и реального спектров колебаний, универсальность которых обусловила их широкое использование на практике, ввел понятия «средневзвешенного периода колебаний» и коэффициента «рельефности», разработал ряд современных технологий оценки сейсмической опасности горных пород, не имеющих аналогов в мире, предложил новый инструментально-расчетный метод сейсмического микрорайонирования, разработал методологию трансформации состояния горной породы в условиях интенсивных изменяющихся нагрузок, создал уникальную систему инструментального мониторинга Казбекского вулканического центра, он - один из основоположников современной грузинской школы инженерной сейсмологии.

В 2002 г. он организовал Национальный комитет Грузии по сейсмостойкому строительству и инженерной сейсмологии и ввел в Европейскую ассоциацию по сейсмостойкому строительству. Был его первым вице-президентом в 2002-2008 гг. Он руководил и принимал участие в работах по сейсмическому микрорайонированию территорий: ряда городов Грузии, промышленных центров и больших строительных площадок в Азербайджане, Грузии, России.

Заалишвили В.Б. был научным руководителем проекта ИНТАС (INTAS 97-0870 Project "Seismic hazard Assessment for Big Cities in Georgia Using the Modern Concept of Seismic Microzonation with Consideration of Soil Non-linearity"), 1999-2001; директором проекта ТАСИС (Project under the aegis of TACIS: Assessment of Seismic Hazard of the Poti Port Breakwater Site Location), TACIS SERVICE CONTR

მ. ალექსიძის ქ. 1, 0171 თბილისი, საქართველო
1 M. Alexidze str. 0171 Tbilisi, Georgia
ელფოსტა: ig.geophysics@gmail.com

ტელ: +(995 32) 33 30 71; 33 57 03 Tel.
ფაქსი: +(995 32) 33 59 34; (995 32) 33 28 67 Fax

ივანე ჯავახიშვილის სახელობის
თბილისის სახელმწიფო
უნივერსიტეტი
მიხეილ ნოდიას
გეოფიზიკის ინსტიტუტი

IVANE JAVAKHISHVILI
TBILISI STATE UNIVERSITY
MIKHEIL NODIA INSTITUTE
OF GEOPHYSICS

ACT No 98-0441; Project No. TNGE 9801 (2000); директором проекта Программы ЕВРАЗИЯ (Eurasia project (G98-0212) «Development of insurance policy in earthquake engineering taking into account economic development of Georgia», 1999-2002; содиректором от России проекта Программы НАТО (NATO "Science for Peace" Program Project "Seismic Risk of Large Cities of Caucasus: Tools for Risk Management (NATO SfP 974320)), 1999-2005; руководителем российской стороны международного Проекта Программы BSEC (BSEC Project "Develop and Prepare an Experimental Sample of Data Logger Radon Measuring Device Set with Data Collection Central Controller") (2014-2017), он руководитель проекта РНФ "Natural hazards and monitoring for mountain territories in Russia and India" within the Program "Basic research and applied research conducted by international research teams" Russian (in cooperation with DST, India), 2019-2021.

У профессора В.Б. Заалишвили давние связи с грузинскими геофизиками, и в частности с Институтом геофизики им.М.Нодия. Нами проведено много интересных совместных работ.

Я лично и весь коллектив Института желаем профессору Заалишвили многих лет жизни, крепкого здоровья и больших успехов в его любимой науке.

Челидзе Тамаз Лукич,

Профессор, Академик Грузинской Национальной Академии Наук, Председатель Научного Совета Института геофизики им. М. Нодия Тбилисского Государственного Университета им. И. Джавахишвили, Президент Грузинской Геофизической Ассоциации, Директор Европейского центра «Геодинамические Риски Высотных Плотин» при Совете Европы, Председатель Национального Комитета Международного Союза Геодезии и Геофизики

მ. ალექსიძის ქ. 1, 0171 თბილისი, საქართველო
1 M. Alexidze str. 0171 Tbilisi, Georgia
ელფოსტა: ig.geophysics@gmail.com

ტელ: +(995 32) 33 30 71; 33 57 03 Tel.
ფაქსი: +(995 32) 33 59 34; (995 32) 33 28 67 Fax

К 70-летию со дня рождения и 50-летию научной деятельности

Дорогой Владислав Борисович! Дорогой Ладо!

Грузинская Национальная Ассоциация Сейсмостойкого Строительства и Инженерной Сейсмологии сердечно поздравлет Вас со славным юбилеем - 70-летием с о дня рождения и 50-летием научной деятельности.

В 2002 году Вы с Вашей неуемной энергией организовали Национальный Комитет Грузии по Сейсмостойкому Строительству и Инженерной Сейсмологии, став его первым вице-президентом (2002-2008гг.) и при поддержке российских коллег в рекордные сроки ввели в Европейскую Ассоциацию по Сейсмостойкому Строительству (ЕАСС).

Мы гордимся тем, что Вы, доктор физико-математических наук, профессор, не только известный грузинский, но и российский ученый, директор Геофизического института Владикавказского научного центра Российской академии наук», зав. кафедрой геофизики и геоинформатики Северо-Осетинского государственного университета имени К.Л. Хетагурова, профессор Грозненского государственного нефтяного технологического университета имени академика М.Д. Миллионщикова.

Вы работаете в области геофизики, геологии, геоэкологии и горного дела. Создали новое научное направление «оценка сейсмической опасности территории на основе учета нелинейных свойств горных пород мощными невзрывными источниками», впервые ввели простые и эффективные показатели движения в виде площадей нормализованного и реального спектров колебаний, определяющие поглощение и нелинейность среды, универсальность которых обусловила их широкое использование на практике, а также понятия «средневзвешенного периода колебаний» и коэффициента «рельефности», разработали ряд современных технологий оценки сейсмической опасности горных пород, не имеющих аналогов в мире, предложили новый инструментально-расчетный метод сейсмического микрорайонирования, разработали методологию трансформации состояния горной породы в условиях интенсивных изменяющихся нагрузок, создали уникальную систему инструментального мониторинга Казбекского вулканического центра, разработали универсальную систему мониторинга природно-техногенных опасностей и методологию оценки их риска.

Владислав Борисович, Вы один из основоположников современной Грузинской школы инженерной сейсмологии и Южного Кавказа, активно развиваете научную школу инженерной сейсмологии в Северной Осетии, на Северном Кавказе и, в целом, на Кавказе.

Вы руководили и принимали участие в работах по сейсмическому микрорайонированию территорий (СМР): ряда городов Грузии и России (Владикавказ, Сочи, Тбилиси, Гагра, Сухуми, Батуми, Кутаиси, Рустави, Боржоми, Гали, Гори и т.д.), грузинских АЭС, ТЭЦ, ГРЭС, водохранилищ (Цителцкаро, Лакбе, Ингури и т.д.), промышленных центров (Маднеули и

т.д.) и больших строительных площадок в Азербайджане, Грузии, России (Ленкорань, Негром, Сочи и т.д.).

Были научным руководителем INTAS 97-0870 Project "Seismic hazard Assessment for Big Cities in Georgia Using the Modern Concept of Seismic Microzonation with Consideration of Soil Non-linearity", 1999-2001; директором Project under the aegis of TACIS: Assessment of Seismic Hazard of the Poti Port Breakwater Site Location), 2000; директором Eurasia project «Development of insurance policy in earthquake engineering taking into account economic development of Georgia», 1999-2002; содиректором от России NATO "Science for Peace" Program Project "Seismic Risk of Large Cities of Caucasus: Tools for Risk Management, 1999-2005; руководителем от России BSEC Project "Develop and Prepare an Experimental Sample of Data Logger Radon Measuring Device Set with Data Collection Central Controller", 2014-2017; в настоящее время руководите проектом РНФ "Natural hazards and monitoring for mountain territories in Russia and India" within the Program "Basic research and applied research conducted by international research teams" Russian (in cooperation with DST, India)), 2019-2021.

Вы один из создателей сети инженерно-сейсмометрических станций в зданиях и на уникальных сооружениях в ГССР (1969-1981 гг.). Впервые на Кавказе в 1978 г. получили инструментальную запись ускорения на скальных породах (8-балльное Дманисское землетрясение). Под Вашим руководством 25 апреля 2002 г. сотрудниками лаборатории инженерной сейсмологии ИСМиС им. К.С. Завриева АН Грузии был успешно реализован среднесрочный прогноз сильного Тбилисского землетрясения.

Владислав Борисович, Вы автор и соавтор 825 публикаций, в том числе, 22 монографий, 8 учебно-методических пособий, 64 патентов на изобретения, 11 компьютерных Программ, 14 баз данных в области геофизики, геологии, экологии и горного дела. Имеете 33 публикации в изданиях, входящих в международные базы данных Web of Science и 28 - в SCOPUS и высокое звание заслуженного изобретателя РФ.

Дорогой Владислав Борисович, желаем Вам крепкого здоровья, новых научных открытий, творческих успехов на благо России и Грузии. Будьте счастливы Вы и Ваши близкие, коллеги, друзья. Пусть никогда не покидает Вас их внимание и теплота.

Директор Грузинской Национальной Ассоциаци Сейсмостойкого Строительства и Инженерной Сейсмологии, Национальный делегат Грузии в ЕАСС и ИАСС

д.т.н., академик Грузирской Инженерной Академии и Грузинской Академии наук Фазиси Паата Реквава

23.09.2019 г.

ГЛУБОКОУВАЖАЕМЫЙ **ВЛАДИСЛАВ БОРИСОВИЧ**

Коллектив кафедры «Прикладная геология» Южно-Российского политехнического университета (Новочеркасского политехнического института) им. М.И. Платова сердечно поздравляет Вас с юбилеем –

70-летием!

Вы являетесь известным ученым в области геофизики и инженерной сейсмологии, основателем нового научного направления по оценке сейсмической опасности территорий, создателем научной школы в области инженерной сейсмологии в России.

Вы – талантливый организатор и руководитель большого количества научно-исследовательских коллективов – от Северокавказского Отделения (филиала) ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН до Геофизического института Владикавказского научного центра РАН.

Высок Ваш авторитет не только в России, но и в международном научном сообществе – научный руководитель проектов Программ ИНТАС, ТАСИС, ЕВРАЗИЯ, НАТО «Наука за мир»!

Ваши исследования всегда имеют не только научное, но и практическое применение – разработка первых в России вероятностных карт сейсмической опасности РСО-А, а потом и первых в мире вероятностных карт сейсмического районирования; создание системы мониторинга за опасными природно-техногенными процессами на Северном Кавказе и т.д.

Вы внесли и вносите большой вклад в воспитание высококвалифицированных кадров для геологической отрасли России как научный руководитель докторантов и аспирантов, профессор Северо-Кавказского горно-металлургического института и Грозненского государственного нефтяного университета.

Желаем Вам крепкого здоровья, радостного и активного долголетия, новых творческих успехов и открытий во славу российской науки!

От коллектива кафедры «Прикладная геология»
ЮРГПУ (НПИ) им. М.И. Платова

Заведующий кафедрой Г.В. Рябов

Профессор И.А. Богуш

23 сентября 2019 г.

ПОЗДРАВЛЯЕМ ЮБИЛЯРОВ

ПОЗДРАВЛЯЕМ

ЗААЛИШВИЛИ Владислава Борисовича

С 70-ЛЕТИЕМ!

23 сентября 2019 года исполнилось 70 лет со дня рождения известного российского ученого, директора и зав. отделом геофизики, инженерной сейсмологии и геоинформатики Геофизического института — филиала Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального научного центра «Владикавказский научный центр Российской академии наук» (ГФИ ВНЦ РАН), зав. кафедрой геофизики и геоинформатики Северо-Осетинского государственного университета имени К. Л. Хетагурова (СОГУ), профессора Грозненского государственного нефтяного технологического университета имени академика М. Д. Миллионщикова (ГГНТУ), доктора физико-математических наук, профессора Владислава Борисовича Заалишвили.

Заалишвили В. Б. родился в 1949 г. в г. Тбилиси, Грузия. В 1969 г. закончил Тбилисское музыкальное училище по классу скрипки. В 1972 г. окончил физический факультет Тбилисского государственного университета им. И. Джавахишвили по специальности «радиофизика».

С 1964 г. начал трудовую деятельность рабочим. В 1966-1968 гг. работал в Институте физической и органической химии АН ГССР физиком-механиком. С 1968-1969 гг. — техником в Тбилисском конструкторском бюро. В 1969-1991 гг. работал в Институте строительной механики и сейсмостойкости АН ГССР (ИСМИС) им. К. С. Завриева от ст. техника до науч. сотрудника. В 1973-1974 гг. служил в рядах Советской армии. В 1975-1977 гг. получил высшее экономическое образование в университет при ГК г. Тбилиси КП ГССР.

Под руководством академика АН ГССР Ш. Г. Напетваридзе подготовил в аспирантуре (заочное отделение) ИСМИС АН ГССР и в 1986 г. в Институте геофизики АН Грузии им. М. В. Нодия защитил диссертацию «Сейсмическое микрорайонирование по данным искусственного возбуждения колебаний грунтовой толщи» на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук.

В 1991-1994 гг. работал ассистентом кафедры «Геоинформатика» в Московском геологоразведочном институте им. Серго Орджоникидзе. В 1994-1996 гг. работал в Институте сейсмологических и геофизических исследований зав. лабораторией инженерной сейсмологии.

После обучения в очной докторантуре Института физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН в 1996 г. в Московском государственном университете им. М. В. Ломоносова на физическом факультете защитил диссертацию «Сейсмическое микрорайонирование на основе изучения нелинейных свойств грунтов искусственными источниками» на соискание ученой степени доктора физико-математических наук (научный консультант член-корр. РАН А. В. Николаев).

В 1996-2005 гг. продолжил работу в ИСМИС им. К. С. Завриева АН Грузии от науч. сотрудника до зав. лабораторией инженерной сейсмологии.

В 1997-2005 гг. Заалишвили В. Б. создал и возглавил общественную организацию «Центр прикладной геофизики, инженерной сейсмологии и сейсмической защиты сооружений» в Грузии (AGESAS), где в период 1998-2000 гг. месте с коллегами были выполнены работы по международным грантам ИНТАС (ЕЭС), ЕВРАЗИЯ, ТАСИС, НАТО, при активном участии российских ученых, под руководством профессора А. Д. Гвишиани, ученых из Испании, Франции, Великобритании, США, Италии и Греции.

В 2000-2007 гг. организовал и возглавил Северо-Кавказское отделение (филиал) Института Физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН.

В 2002 г. В. Б. Заалишвили организовал Национальный комитет Грузии по сейсмостойкому строительству и инженерной сейсмологии, включенный в состав Европейской ассоциации по сейсмостойкому строительству (ЕАСС), являясь его первым вице-президентом (2002-2008 гг.) в 2006 г. принял участие в работе ЕАСС в Женеве.

В 2003-2015 гг. работал директором ФГБУН Геофизического института Владикавказского научного центра РАН. С 2015 г. — научный руководитель, а с 2016 г. — директор Геофизического института — филиала Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального научного центра «Владикавказский научный центр Российской академии наук» (ГФИ ВНЦ РАН).

В 2016-2018 гг. Заалишвили В. Б. — гл. науч. сотрудник в Комплексном научно-исследовательском институте (КНИИ РАН) им. Х. И. Ибрагимова РАН.

В 2005 г. в Институте геофизики им. М. В. Нодия АН Грузии В. Б. Заалишвили с целью нострификации успешно защитил диссертацию «Сейсмическое микрорайонирование на основе изучения нелинейных свойств грунтов искусственными источниками» на соискание ученой степени доктора физико-математических наук и получил Европейский диплом доктора физико-математических наук (The degree of a doctor of sciences Physics and Mathematics).

В. Б. Заалишвили принимал участие в более 260 научно-исследовательских работах: по сейсмическому микрорайонированию территорий (СМР) ряда городов Грузии и России, грузинских АЭС, ТЭЦ, ГРЭС, водохранилищ, промышленных центров и больших строительных площадок в Азербайджане, Грузии, России.; макросейсмические обследования территорий в Армении (Спитакское землетрясение) и Грузии (Карталинское, Рачинское, Тбилисское землетрясения), района схода ледника Колка в Северной Осетии; участвовал в динамических испытаниях зданий и сооружений, моделей устоев моста для БАМ на большой виброплатформе в ИСМиС им. К. С. Завриева АН ГССР; исследовал влияние различных источников (взрывы, сильные вибрации и т. д.) на устойчивость культовых сооружений, транспортных систем, объектов городской застройки, уникальных природных и искусственных сооружений, последствий военных действий на городскую застройку; руководил созданием системы инструментального мониторинга за опасными природно-техногенными процессами (Кармадонский параметрический полигон, сети сейсмических наблюдений «Владикавказ»); и многие др.

В. Б. Заалишвили является автором и соавтором 825 публикаций, в т. ч. 22 монографий, 8 учебно-методических пособий, 64 патентов на изобретения, 11 компьютерных программ, 14 баз данных в области геофизики, геологии, экологии и горного дела.

Под руководством Заалишвили В. Б. защищены одна докторская и 12 кандидатских диссертаций.

В. Б. Заалишвили — главный редактор основанного им в 2011 г. журнала «Геология и геофизика Юга России», член редколлегии журналов «Вестник Владикавказского научного центра РАН», «Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений», Грозненский естественнонаучный бюллетень, «Природные и техногенные риски. Безопасность сооружений», Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН, «Open Construction & Building Technology Journal», «Open Conference Proceedings», «Geology and Geoscience», «Journal of Georgian Geophysical Society», «Труды молодых ученых».

Является членом Российской ассоциации по сейсмостойкому строительству и защите от природных и техногенных воздействий, Американского сейсмологического общества, Грузинского геофизического общества, Рабочей группы комиссии СНГ по сейсмостойкому строительству и уменьшению природно-техногенных воздействий, Российского общества инженеров строительства, Русского географического общества, Почетный член Национальной ассоциации сейсмостойкого строительства и инженерной сейсмологии Грузии, член Президиума Международной организации «Eurasian SEISMO Association», член Российского национального комитета по сейсмостойкому строительству и сейсмической безопасности; включен в федеральный реестр экспертов научно-технической сферы РФ, входит в состав Межведомственного совета по сейсмологии и сейсмостойкому строительству при Минстрое России, зам. руководителя Технического комитета по стандартизации ТК 465 «Строительство» и эксперт подкомитета 7 «Сейсмобезопасность в строительстве», эксперт РАН.

Заалишвили В. Б. — Заслуженный деятель науки РСО-А, Почетный работник науки и техники РФ, Почетный академик АН ЧР; награжден Благодарностью Президента России, Медалью «Во славу Осетии», Почетными грамотами Президиума РАН, Парламента РСО-А, Президиума АН ЧР, а также другими ведомственными и общественными наградами.

Он женат. У него четверо детей (двое сыновей и две дочери) и 7 внуков.

Сердечно поздравляем Владислава Борисовича с юбилеем, желаем ему доброго здоровья, энергии, благополучия, многих лет успешной творческой работы, достойных и талантливых учеников, верных друзей и просто человеческого счастья!

Редакционный и экспертный совет, редакционная коллегия научно-технического журнала «Природные и техногенные риски. Безопасность сооружений»

Редколлегия журнала «Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений», сотрудники Российской Ассоциации по сейсмостойкому строительству и защите от природных и техногенных воздействий (РАСС), коллеги и друзья поздравляют с юбилеем известного российского ученого, директора и заведующего отделом геофизики, инженерной сейсмологии и геоинформатики Геофизического института — филиала Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального научного центра «Владикавказский научный центр Российской академии наук» (ГФИ ВНЦ РАН), заведующего кафедрой геофизики и геоинформатики Северо-Осетинского государственного университета имени К.Л. Хетагурова (СОГУ), профессора Грозненского государственного нефтяного технологического университета имени академика М.Д. Миллионщикова (ГГНТУ), доктора физико-математических наук, профессора В.Б. Заалишвили.

Уважаемый Владислав Борисович!

Примите наши сердечные поздравления с юбилеем! В этот прекрасный день мы желаем Вам крепкого здоровья и активного долголетия, дальнейших профессиональных научных и творческих успехов, достойных учеников, верных и преданных друзей, счастья и процветания Вашей большой, замечательной семье! Всего Вам самого наилучшего!

С искренним уважением к Вам!

НАГРАДЫ, ПРИУРОЧЕННЫЕ К 70-ЛЕТИЮ В.Б. ЗААЛИШВИЛИ

Вручение знака Главой Республики Северная Осетия – Алания В.З. Битаровым Почётного звания "Заслуженный изобретатель РФ"

Присвоено почетное звание

"Заслуженный изобретатель Российской Федерации"

Заалишвили

Владислав

Борисович

Президент
Российской Федерации

М.П.

Указ Президента
Российской Федерации

от 19 сентября 2019 года

ПОЧЕТНАЯ ГРАМОТА

Межправительственного совета по сотрудничеству
в строительной деятельности государств — участников
Содружества Независимых Государств

НАГРАЖДАЕТСЯ

**Эксперт Комиссии по сейсмостойкому строительству
и уменьшению природно-техногенных последствий**

ЗААЛИШВИЛИ ВЛАДИСЛАВ БОРИСОВИЧ

директор Геофизического института – филиала ВНЦ РАН

За значительный вклад в оценку землетрясений и горных опасностей
на территории Российской Федерации и других государств – участников СНГ
и в связи с 70-летием со Дня рождения

Председатель Межправительственного совета – Министр строительства и жилищно-коммунального хозяйства Российской Федерации

В.В. Якушев

Руководитель Секретариата Межправительственного совета

А.Д. Мясников

Приказ № 7-Л от 20 сентября 2019 г.

ВЛАДИКАВКАЗСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

ПОЧЕТНАЯ ГРАМОТА

НАГРАЖДАЕТСЯ

ЗААЛИШВИЛИ

Владислав Борисович

за большой вклад в становление Владикавказского научного центра РАН, развитие исследований в области геофизики и инженерной сейсмологии и в связи с 70-летним юбилеем

ВРИО ДИРЕКТОРА ВНЦ РАН А.Л. ЧИБИРОВ

Владикавказ, 2019

Общероссийский Профсоюз образования

ПОЧЕТНАЯ ГРАМОТА

Президиум Республиканского Комитета
Северо-Осетинской Республиканской организации
Профсоюза работников народного образования и науки РФ

НАГРАЖДАЕТ

ЗААЛИШВИЛИ
Владислава Борисовича

**директора Центра геофизических исследований ВНЦ РАН и РСО-Алания,
доктора физико-математических наук, профессора,
заслуженного деятеля науки РСО-А**

За многолетнюю успешную работу и активное содействие развитию академической науки в Республике Северная Осетия – Алания и в связи с 70-летним ЮБИЛЕЕМ

Северо-Осетинская республиканская организация

**Председатель
Республиканской организации
Профсоюза** **Т.М. Тезиев**

Протокол № 24 от 1 октября 2019 г.
г. Владикавказ

МАНЭБ

IAELPS

Международная академия наук экологии и безопасности жизнедеятельности, ассоциированная с Департаментом Общественной Информации ООН.

194021, Россия, г. Санкт-Петербург, Институтский пер., 5
International Academy of Ecology & Life Protection Sciences associated with the Department of Public Information of the United Nations.

Наш адрес в сети Интернет: http://www. maneb.org

ООН

UN

Президиум Международной академии наук экологии и безопасности жизнедеятельности ассоциированной с Департаментом Общественной Информации ООН за исключительные заслуги в разработке теории сейсмического районирования и высокую публикационную активность и в связи с 70 -летием награждает академика МАНЭБ, доктора физико – математических наук, профессора, директора геофизического института ВНЦ РАН

Заалишвили Владислава Борисовича

высшей наградой МАНЭБ орденом «Звезда Славы».

Одновременно, члены Северо – Кавказского отделения МАНЭБ поздравляют Вас с Юбилеем!

Желает коллектив коллег

Прожить на свете целый век!

Чтоб щедрой с Вами жизнь была

И Вам в подарок принесла

Весенних ветров, сладких грёз,

Любви не в шутку, а всерьёз…

Удач, которых и не счесть…

Всё остальное у Вас есть!

Вице – президент МАНЭБ,
Президент СКО МАНЭБ,
д.т.н.,профессор

Северо-Кавказское отделение
North-Caucasian Department

Алборов И.Д.

Орден "ЗВЕЗДА СЛАВЫ МАНЭБ"

Медаль "25 ЛЕТ АКАДЕМИИ ГОРНЫХ НАУК"

Орден "СВЯТОЙ ВАРВАРЫ"

Орден "ЗА ВКЛАД В РАЗВИТИЕ ГЕОТЕХНИКИ"

Почётное звание и знак РАЕН "РЫЦАРЬ НАУКИ И ИСКУССТВ"

РЕЗОЛЮЦИЯ
Международной конференции
«Опасные природные и техногенные процессы в горных регионах: модели, системы, технологии»

г. Владикавказ *30 сентября – 2 октября 2019 г.*

В период с 30 сентября по 2 октября 2019 года в г.Владикавказе была проведена Международная конференция «Опасные природные и техногенные процессы в горных регионах: модели, системы, технологии», посвященная 70-летию проф. В.Б. Заалишвили.

Организаторы конференции:

• ФГБУН ФНЦ «Владикавказский научный центр Российской академии наук»

• ФГБУН «Федеральный исследовательский центр Южный научный центр Российской академии наук»

• ФГБУН Дагестанский научный центр Российской академии наук

• ФГБУН ФНЦ «Кабардино-Балкарский научный центр Российской академии наук»

• ФГБУН Комплексный научно-исследовательский институт Российской академии наук

• Геофизический институт – филиал Владикавказского научного центра Российской академии наук

• ФГБОУ ВО «Северо-Осетинский государственный университет им. К.Л. Хетагурова»

• ФГБОУ ВО «Северо-Кавказский горно-металлургический институт (государственный технологический университет)»

• ФГБОУ ВО «Грозненский государственный нефтяной технический университет имени академика М.Д. Миллионщикова»

• ФГБУН Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук

• ФГБУН Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук

• ФГБУН Институт геологии Дагестанского научного центра Российской академии наук

• Государственный астрономический институт им. П.К. Штернберга Московского государственного университета

• ФГБУ Высокогорный геофизический институт Росгидромет

• ФГБУ «ЦНИИП Минстроя России»

• Академия наук Чеченской республики

• Евразийская СЕЙСМО Ассоциация

• АГН, ГАГ, ЕАЕН, МАНЭБ, РАЕН

Работа Конференции проходила в рамках 6 секций:

– «Современная геодинамика и глубинное строение Кавказа»;

– «Альпийские магматические комплексы Кавказа: петролого-геохимические, металлогенические особенности и геодинамические реконструкции»;

– «Сейсмическая опасность и риск. Палеосейсмодислокации»;

– «Математическое моделирование опасных природно-техногенных процессов. Карты сейсмического риска территории. ГИС-технологии»;

– «Организация комплексного мониторинга вулканической, сейсмической, гляциологической опасности Северного Кавказа»;

– «Экзогенные процессы. Экологические проблемы горных территорий».

В работе Конференции и двух заседаниях Круглого стола (заседание участников конференции и заседание региональных представителей) приняли участие ведущие ученые и специалисты в области геодинамики, вулканологии, геологии, геофизики, географии, сейсмологии, геоэкологии и сейсмостойкого строительства из России (г. Москва, г. Владикавказ, г. Грозный, г. Екатеринбург, г. Ессентуки, г. Краснодар, г. Махачкала, г. Нальчик, г. Ростов, г. Ставрополь), Азербайджана, Армении, Грузии, Таджикистана, Индии (дистанционно) – всего более 100 человек.

Работа конференции освещалась средствами массовой информации – телевидением и издательствами различных газет.

Основное внимание участников Конференции было сосредоточено на обсуждении проблемы формирования современной системы комплексного мониторинга эндогенных и экзогенных геологических и геофизических процессов на Кавказе в целях разработки методов прогнозирования катастрофических природных и связанных с ними техногенных явлений, расширения минерально-сырьевой базы страны, а также вопросам инженерной сейсмологии и сейсмостойкого строительства, укрепления интеграционных связей с российскими и зарубежными коллегами, привлечения талантливой молодежи и воспитания нового поколения исследователей, поиск, сопровождение и формирование устойчивого интереса молодежи к осуществлению научно-исследовательской деятельности в области фундаментальных и прикладных наук о Земле.

Конференция способствует решению следующих актуальных научных проблем:

1) оценка современных движений отдельных блоков земной коры и глубинное строение Кавказа, изучение альпийских магматических комплексов Кавказа с целью расшифровки палеогеодинамических обстановок их проявления и оценки потенциальной рудоносности, адекватная оценка сейсмической опасности и риска территории, разработка и организация системы комплексного мониторинга вулканической, сейсмической, гляциологической опасности Северного Кавказа (особое внимание будет уделено экзогенным вопросам и экологическим проблемам горных регионов, включая проблему полной утилизации захороненных промышленных отходов горно-обогатительных фабрик ГОКов – главных источников загрязнения экосистем прилегающих территорий);

2) создание новых и совершенствование существующих математических моделей опасных природно-техногенных процессов, карт сейсмического риска территории, ГИС-технологий;

3) решению проблем современного геолого-геофизического образования в ВУЗах Северного Кавказа РСО-А.

По итогам докладов и активных дискуссий участники Конференции:

- принимая во внимание социальное значение природных опасностей, особенно их катастрофические проявления,
- признавая большое значение полноценности и достоверности знаний о законах генезиса и развития опасных природных процессов,
- учитывая современные глобальные проблемы человечества, в том числе в области природных угроз, влияющих на экономику и благополучие людей,
- отмечая наличие значительного количества проблем, связанных с опасными природными и техногенными процессами в большинстве горных регионов мира и, в частности, на Кавказе,
- обращая внимание на то, что в Республике Северная Осетия-Алания, расположенной на Центральном Кавказе, есть все условия для организации и проведения комплексных геолого-геофизических исследований природно-техногенных опасностей и проблем управления риском.

ПРЕДЛОЖИЛИ:

1. Считать целесообразным обратиться в Правительство РФ (в МЧС РФ, РАН, ЮНЕСКО, совет по Причерноморью и/или Прикаспию) с предложением о создании Международного исследовательского центра «Геолого-геофизический Полигон» на основе научно-организационной структуры Полигона на территории Республики Северная Осетия-Алания для решения следующих задач:

– создания системы геолого-геофизического мониторинга состояния окружающей среды на базе новых концепций и технологий;

– изучения современного состояния геодинамически активных (тектонически и вулканически) регионов Большого Кавказа, как в интересах фундаментальной науки, так и в интересах безопасности жизнедеятельности населения и важных инфраструктурных объектов региона на основе создания системы геолого-геофизического мониторинга;

– разработки и апробации новых инновационных методов и технологий оценки и прогнозирования потенциальной опасности природных и техногенных катастрофических процессов и событий;

– оценки и прогнозирования потенциальной опасности природных и техногенных катастрофических процессов и событий;

– оценки рудной специализации и потенциальной рудоносности фанерозойских магматических комплексов Большого Кавказа;

– оценки степени современной активности и металлогенического потенциала неомагматических систем Кавказа;

– разработки методов и технологий полной утилизации захороненных промышленных отходов (горно-обогатительных, металлургических и др.) предприятий – основных источников загрязнения экосистем Кавказа;

– оценки и разработки восполняемых природных источников энергии, в том числе геотермальной энергии, учитывая существование «живых» приповерхностных магматиче-

ских камер с не остывшим расплавом и питающих их глубинных магматических очагов в пределах Казбекского, Эльбрусского и других вулканических центров.

2. В рамках первого Круглого стола особое внимание было уделено созданию научно-образовательного Центра мирового уровня на территории СКФО, рассмотрены возможные направления деятельности НОЦ, а также привлечения в национальные образовательные центры организаций реального сектора экономики в качестве заказчиков образовательных, инжиниринговых услуг и ряд других вопросов.

3. Объединить усилия ученых и специалистов разных научных направлений и стран с целью реализации взаимодействия при исследовании и интерпретации получаемых данных для повышения объективности и глубины проработки конечных результатов. Создать условия для обмена студентами, молодыми учеными и аспирантами вузов и академических учреждений Кавказа и геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, приема в магистратуру и аспирантуру.

4. Развить существующие и создать новые научно-практические связи между учеными и специалистами стран Южного и Северного Кавказа (Азербайджан, Армения, Грузия, Россия) и Центральной Азии (Казахстан, Таджикистан, Туркменистан, Узбекистан), Молдовы и Украины, чтобы дать новый импульс этим отношениям.

5. Популяризировать наиболее интересные научные доклады Конференции через интернет-сайт ГФИ ВНЦ РАН.

6. Выразить благодарность членам Научного и Организационного комитетов, учреждениям-организаторам Конференции и руководителям учреждений, поддержавшим ее работу.

7. Особую благодарность участники конференции выражают Министерству науки и высшего образования Российской Федерации, поддержавшему проведение конференции.

ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ

Аббасова Г.Г. 625

Авдалян А.Г. 23

Агаева Л.А. 185, 191

Акимов В.А. 319

Алборов И.Д. 589

Алиев И.А. 495

Аптикаев Ф.Ф. 197

Аптикаева О.И. 203

Арабидзе В.Г. 211

Архиреева И.Г. 255, 384

Аскеров Р.О. 529

Ашабоков Б.А. 367, 480

Багаева С.С. 502

Багиров Э.М. 217

Бадаев С.В. 703

Баскаев А.Н. 255

Беккиев М.Ю. 522

Бекузарова С.А. 596

Бергер М.Г. 599

Бериев О.Г. 604, 773

Богатиков О.А. 140

Богуш И.А. 97

Бондаренко Н.А. 221

Босиков И.И. 609

Бурдзиева О.Г. 263, 589, 596, 656, 665, 681

Воейкова О.А. 313

Волкова Т.А. 768

Габараев А.Ф. 255

Габараев О.З. 650

Газеев В.М. 106, 113, 129, 140, 158

Гайсумов М.Я. 703

Галускин Е.В. 106

Галускина И.О. 106

Гараева Т.Д. 17

Гасанов А.Б. 625, 632

Гаспарян Г.С. 23

Геворгян А.А. 640

Геккиева С.О. 646

Геодакян Э. Г. 55, 227, 404

Гиоргобиани Т.В. 749

Гогичев Р.Р. 675

Гогмачадзе С.А. 211

Голик В.И. 650, 656, 665

Гордеев В.Ф. 509, 546

Горожанцев С.В. 502

Гурбанов А.Г. 106, 113, 129, 140, 158

Гурбанова О.А. 106, 113, 129, 140, 158

Гусейнов А.А. 516

Гучаева З.Х. 486

Даукаев А.А. 165

Джгамадзе А.К. 675

Джусоева Н.Г. 696

Дзебоев Б.А. 247

Дзеранов Б.В. 255, 675, 749

Дзобелова Л.В. 729

Дзугкоев А.Р. 255

Дмитрак Ю.В. 650, 656

Докукин М.Д. 522

Докучаев А.Я. 129

Донцова Г.Ю. 319

Донцова О.Л. 475

Етирмишли Г.Д. 29

Заалишвили В.Б. 267, 374, 384, 529, 572, 681, 749

Забирченко Д.Н. 564

Задериголова М. М. 509, 546

Закс Т.В. 681

Зуб О.Н. 689

Ибрагимова У.С. 79

Иванусь И.В. 393

Исаева М.И. 17

Исаева Н.А. 97

Исаков С.И. 113

Исламова Ш.К. 37

Исмаилова А.Т. 217

Исмаилова С.С. 29

Ицков И.Е. 274

Казымова С.Э. 29

Казарян К.С. 23

Казарян М.Л. 23, 534

Калов Р.Х. 522

Кануков А.С. 267, 374, 681, 696

Карапетян Дж.К. 384

Керимов А.М. 278

Керимов И.А. 397, 703

Кешева Л.А. 367, 480

Клюев Р.В. 609

Ковалев Е.А. 486

Козырев Е.Н. 263, 529

Корбесова К.В. 696

Коробова И.В. 735

Корчагина Е.А. 539

Крутиков В.А. 509, 546

Куропаткина Т.Н. 43

Кюль Е.В.721

Кязимов Р.Р. 632

Лебедев В.А. 172

Лексин А.Б. 113, 140, 158

Лутиков А.И. 319

Любимова Т.В. 221, 768

Любченко И.Ю. 221

Мавлянова Н.Г. 292

Магкоев Т.Т. 263, 384

Магомедов А.Г. 495

Магомедов Р.А. 283

Майсурадзе М.В. 729

Макарова Н.В. 735

Макеев В.М. 735

Макиев В.Д. 255

Малышков С.Ю. 509, 546

Мамаев А.С. 552

Мамаев С.А. 552

Мамедова Д.Н. 79, 625

Маммадли Т.Я. 29

Маммаев О.А. 283

Матишов Г.Г. 744

Мельков Д.А. 267, 529, 749

Милюков В.К. 50

Минасян Р.С. 640

Миронюк С.Г. 305

Мкртчян М.А. 404

Морозов Ф.С. 255

Музаев И.Д. 411, 422

Музаев Н.И. 411

Мусаев В.К.433, 439, 446

Муталлимова О.М. 625

Мясников А.В. 50

Назарова М.А. 475

Нариманов Р.Н. 632

Несмеянов С.А. 313

Николаев А.В. 749

Новрузов З.А. 17

Носов В.В. 452

Овсюченко А.Н. 319

Оганесян А.О. 23

Оганесян С.М. 55, 404, 459, 465

Оганнисян А.Л. 227

Панина А.А. 475

Панина О.В. 475

Парада С.Г. 744

Парфенов А.В. 172

Персаева З.В. 255

Разоренов Ю.И. 650

Рихтер А.А. 534

Рогожин Е.А. 319

Рыбин И.В. 66, 70, 75

Рябов Г.В. 97

Саакян Б.В. 55, 227, 337, 404

Савернюк Е.А. 522

Савхалова С.Ч.773

Садыхова Т.Н. 625

Саргсян Р.С. 23

Сафаров И.Б. 79

Саяпина А.А. 502

Свалова В.Б. 88

Симакин А.Г. 529

Созанов В.Г. 422

Стогний В.В. 768

Стогний Г.А. 768

Суханова Т.В. 735

Сысолин А.И. 319

Таймазов Д.Г. 552

Ташилова А.А. 367, 480

Тедеева Ф.Г. 589

Тезиев Т.М. 604, 773

Теунова Н.В. 367, 480

Трофименко С.Н. 564

Туаев Г.Э. 263, 384

Фидарова (Читишвили) М.И. 267, 384

Харебов К.С. 411

Ходжаев А. 191

Хондкарян В.С. 640

Черкашин В.И. 97

Чернов А.Ю. 345

Чернов Ю.К. 351

Черноморец С.С. 522

Чотчаев Х.О. 564, 572

Шамановская С.П. 572

Шаповалов А.В. 486

Шаповалов В.А. 486

Шахраманьян М.А. 534

Шемпелев А.Г. 572

Шепелев В.Д. 255

Шериева М.А. 486

Эзирбаев Т.Б. 178

Юсупов А.Р. 516

Aptikaev F. 239

Edison T. 616

Erteleva O. 239

Ganapathy G.P. 234

Gyodakyan E.G. 234

Joshi A. 239

Kumar A. 239

Mkrtchyan M.A. 234

Rekvava P. 326

Sahakyan B.V. 234

Sinvhal A. 239

Svalova V.B. 756

УКАЗАТЕЛЬ СОКРАЩЕНИЙ

CDMM VIT – Centre for Disaster Mitigation and Management Vellore Institute of Technology

GNAEE&ES – Georgian National Association for Earthquake Engineering and Engineering Seismology

IG RAS – Institute of Geography, Russian Academy of Science

IGES NAS RA – Institute of Geophysics and Engineering Seismology of the National Academy of Sciences of the Republic of Armenia

IIT Roorkey – Indian Institute of Technology Roorkee

IPE RAS – Institute of the Physics of the Earth, Russian Academy of Science

US – University of Silesia

АГУНП – Азербайджанский Государственный Университет Нефти и Промышленности

АН ЧР – Академия наук Чеченской Республики

АО «КазНИИСА» – Акционерное общество «Казахский научно-исследовательский институт строительства и архитектуры»

АУГ – Аграрный Университет Грузии

ВГИ Росгидромета – Федеральное государственное бюджетное учреждение «Высокогорный геофизический институт»

ВНИИ ГОЧС (ФЦ) – «Всероссийский научно-исследовательский институт по проблемам гражданской обороны и чрезвычайных ситуаций МЧС России» (федеральный центр науки и высоких технологий)

ВНЦ РАН – Владикавказский научный центр Российской Академии наук

ГАИШ МГУ – Государственный астрономический институт имени П. К. Штернберга МГУ

ГАУ – Грузино-Американский Университет

ГГНТУ им. акад. М.Д. Миллионщикова – Грозненский государственный нефтяной технический университет им. акад. М.Д. Миллионщикова

ГНКО «ЗССЗ» – государственная некоммерческая организация «Западная служба сейсмической защиты»

ГФИ ВНЦ РАН – Геофизический институт – филиал ФГБУН ФНЦ «Владикавказский научный центр Российской академии наук»

ГЦ РАН – Геофизический центр Российской академии наук

ДФ ФИЦ ЕГС РАН – Дагестанский филиал Федерального Государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук»

ИГ ДНЦ РАН – Институт геологии Дагестанского научного центра Российской академии наук

ИГ им. А. И. Джанелидзе – Институт геологии им. А. И. Джанелидзе

ИГ им. Михаила Нодиа – Институт Геофизики им. Михаила Нодиа, Тбилисского Государственного Университета им. И. Джавахишвили

ИГ ОП ДФИЦ РАН – Институт геологии - обособленное подразделение Дагестанского федерального исследовательского центра Российской академии наук

ИГ РАН – Институт Географии Российской академии наук

ИГГ НАНА – Институт Геологии и Геофизики Национальной академии наук Азербайджана

ИГЕМ РАН – Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук

ИГИС НАН РА – Институт геофизики и инженерной сейсмологии им. А. Назарова Национальной академии наук Республики Армения

ИГЭ РАН – Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева Российской академии наук

ИИПРУ КБНЦ РАН – Институт информатики и проблем регионального управления КБНЦ РАН

ИМКЭС СО РАН – Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт мониторинга климатических и экологических систем Сибирского отделения Российской академии наук

ИПГ ДНЦ РАН – Институт проблем геотермии Дагестанского научного центра Российской академии наук

ИСиФА АНТ – Институт Сейсмологии и физики атмосферы Академии Наук Туркменистана

ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН – Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук

КБГУ – Кабардино-Балкарский государственный университет им. Х.М. Бербекова

КБНЦ РАН – Кабардино-Балкарский научный центр Российской академии наук

КНИИ им Х.И. Ибрагимова РАН – Комплексный научно-исследовательский институт им. Х.И. Ибрагимова Российской академии наук

КубГУ – Кубанский государственный университет

МГУ – Мингячевирский государственный университет

МГУ им. М.В. Ломоносова – Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Московский Политех – Московский политехнический университет

НИИ АЭРОКОСМОС – Научно-исследовательский институт аэрокосмического мониторинга «АЭРОКОСМОС»

НИИ СС МСиА – Научно-исследовательский институт Сейсмостойкого строительства Министерства Строительства и Архитектуры Туркменистана

ООО «ГЕОТЭК» – Общество с ограниченной ответственностью «ГЕОТЕК – Восточная геофизическая компания»

РУТ (МИИТ) – Российский университет транспорта

РЦСС НАНА – Республиканский Центр Сейсмологической Службы при Национальной Академии Наук Азербайджана

Северо-Кавказское ПГО – Акционерное общество «Северо-Кавказское производственно-геологическое объединение»

СКГМИ (ГТУ) – Северо-Кавказский горно-металлургический институт (государственный технологический университет)

СКФУ – Северо-Кавказский федеральный университет), Ставрополь, Россия

СО Реском – Северо-Осетинский Реском Профсоюза образования

СОГМА – Северо-Осетинская государственная медицинская академия

СОГУ им. К.Л. Хетагурова – Северо-Осетинский государственный университет имени Коста Левановича Хетагурова

СОФ ФИЦ ЕГС РАН – Северо-Осетинский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук»

СПбПУ – Санкт-Петербургский политехнический университет Петра Великого

СПГУ – Санкт-Петербургский горный университет

ТГУ им. И. Джавахишвили – Тбилисский государственный университет им. И. Джавахишвили

Финуниверситет – Владикавказский филиал Финансового университета при Правительстве Российской Федерации

ФИЦ ЕГС РАН – Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба Российской академии наук»

ФИЦ ЮНЦ РАН – Федеральный исследовательский центр Южный научный центр Российской академии наук

ЦАСД МГУ – ООО «Центр анализа сейсмических данных МГУ имени М.В.Ломоносова»

ЦГИ КБНЦ РАН – Федеральное государственное бюджетное научное учреждение «Федеральный научный центр «Кабардино-Балкарский научный центр Российской академии наук», Центр географических исследований

ЮРГПУ (НПИ) – Южно-Российский государственный политехнический университет (НПИ) имени М. И. Платова

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 7

Николаев А.В. К 70 - летию Владислава Заалишвили 10

I. СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КАВКАЗА

Гараева Т.Д., Исаева М.И., Новрузов З.А.
ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АБШЕРОНСКОГО ПОЛУОСТРОВА 17

Гаспарян Г.С., Оганесян А.О., Казарян К.С., Саргсян Р.С., Авдалян А.Г.
О ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ ГЕОСТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ 23

Етирмишли Г.Д., Маммадли Т.Я., Казымова С.Э., Исмаилова С.С.
СОВРЕМЕННАЯ СЕЙСМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА АЗЕРБАЙДЖАНА 29

Исламова Ш.К.
ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ЗОНЕ МИНГЯЧЕВИРСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА 37

Куропаткина Т.Н.
РАЗВИТИЕ ЭРОЗИОННЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА ЧЕРНОМОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА 43

МЯСНИКОВ А.В., МИЛЮКОВ В.К.
ОЦЕНКА ВАРИАЦИИ ПАРАМЕТРОВ ПРИЛИВНОГО ОТКЛИКА ПО ДАННЫМ ЛАЗЕРНОГО ИНТЕРФЕРОМЕТРА КАК ВОЗМОЖНЫЙ ПРОГНОСТИЧЕСКИЙ ПРИЗНАК БУДУЩЕГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 50

Оганесян С.М., Геодакян Э.Г., Саакян Б.В.
О СЛОЖНОЙ ПРИРОДЕ НАКОПЛЕНИЯ НАПРЯЖЕНИЙ В ЗОНЕ КОЛЛИЗИИ ПОДГОТОВКИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 55

Рыбин И.В.
ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КУРКУЖИНСКОЙ ПЛОЩАДИ КАБАРДИНО-БАЛКАРСКОЙ РЕСПУБЛИКИ 66

Рыбин И.В.
ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТОНОСНЫХ ОРУДЕНЕНИЙ ДЖУАРГЕНСКОЙ ПЛОЩАДИ (КАБАРДИНО-БАЛКАРСКАЯ РЕСПУБЛИКА) 70

Рыбин И.В.
РОЛЬ КРУТОПАДАЮЩИХ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ В ФОРМИРОВАНИИ ЛЕВОБЕРЕЖНОГО РУДНОГО ПОЛЯ (КАБАРДИНО-БАЛКАРСКАЯ РЕСПУБЛИКА) 75

Сафаров И.Б., Мамедова Д.Н., Ибрагимова У.С.
ВЛИЯНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА НА ФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ГОРНЫХ ПОРОД МАНТИИ И ЛИТОСФЕРЫ ЗЕМЛИ ПРИ ВЫСОКИХ ТЕРМОБАРИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ 79

Свалова В.Б.
ГЛУБИННАЯ ГЕОДИНАМИКА КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА 88

II. АЛЬПИЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ КАВКАЗА: ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ, МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Богуш И.А., Рябов Г.В., Черкашин В.И., Исаева Н.А.
БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ (AU, PT, PD) ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ УРУПСКОГО РУДНОГО РАЙОНА СЕВЕРНОГО КАВКАЗА 97

Газеев В.М., Гурбанов А.Г., Галускин Е.В., Галускина И.О., Гурбанова О.А.
ГЕОХИМИЯ КАРБОНАТНЫХ КСЕНОЛИТОВ В ПЛИОЦЕН – ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИТАХ БОЛЬШОГО КАВКАЗА 106

Газеев В.М., Гурбанов А.Г., Лексин А.Б., Исаков С.И., Гурбанова О.А.
ВЫЯВЛЕНИЕ ИСТОЧНИКОВ ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ПЕПЛОВ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА И ПРЕДКАВКАЗЬЯ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ, ПЕТРОХИМИЧЕСКИМ И ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ 113

Газеев В.М., Гурбанов А.Г., Докучаев А.Я., Гурбанова О.А.
О МОБИЛИЗАЦИИ ИЗ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД И ПЕРЕОТЛОЖЕНИИ РУДНЫХ КОМПОНЕНТОВ ПРИ ОСТЫВАНИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ТЕЛ (НА ПРИМЕРЕ РУДНЫХ ОБЪЕКТОВ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА)..... 129

Гурбанов А.Г., Богатиков О.А., Газеев В.М., Лексин А.Б., Гурбанова О.А.
ПРИЧИНА И СЛЕДСТВИЯ СУБМЕРИДИОНАЛЬНОГО РАСПОЛОЖЕНИЯ АРЕАЛОВ РАЗВИТИЯ НОВЕЙШЕГО ВУЛКАНИЗМА НА КАВКАЗЕ..... 140

Гурбанов А.Г., Газеев В.М., Лексин А.Б., Гурбанова О.А.
ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, КАТАСТРОФИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ РУДОНОСНОСТЬ ПОРОД КАЗБЕКСКОЙ И ЭЛЬБРУС-ЧЕГЕМСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ..... 158

Даукаев А.А.
ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТЕРСКО-КАСПИЙСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА В СВЯЗИ С ПРОГНОЗИРОВАНИЕМ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ БОЛЬШИХ ГЛУБИН..... 165

Парфенов А.В., Лебедев В.А.
ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ K-AR МЕТОДА ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ ПРИ СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ РАСЧЛЕНЕНИИ НОВЕЙШИХ ЛАВОВЫХ ТОЛЩ (НА ПРИМЕРЕ КАЗБЕКСКОГО НЕОВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА, БОЛЬШОЙ КАВКАЗ)..... 172

Эзирбаев Т.Б.
СИСТЕМА ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ДЛЯ РАСЧЕТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СВОЙСТВ АЛЬБ-АПТСКИХ ПОРОД ВОСТОЧНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ 178

III. СЕЙСМИЧЕСКАЯ ОПАСНОСТЬ И РИСК. ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ

Агаева Л.А.
РОЛЬ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ТЕРРИТОРИИ СЕЙСМОАКТИВНЫХ РЕГИОНОВ ТУРКМЕНИСТАНА В ОЦЕНКЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ И РИСКА 185

Агаева Л.А., Ходжаев А.
ЗНАЧЕНИЕ СЕЙСМОГЕННЫХ ЗОН ДЛЯ ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ТУРКМЕНИСТАНА 191

Аптикаев Ф.Ф.
ШКАЛА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ (ШСИ-17) И СЕЙСМИЧЕСКИЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ.....197

Аптикаева О.И.
ДЕТАЛЬНАЯ СТРУКТУРА ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ S-ВОЛН И МОРФОЛОГИЯ ОГИБАЮЩИХ КОДЫ АФТЕРШОКОВ В ОЧАГОВЫХ ЗОНАХ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КАВКАЗА И ВОСТОЧНОЙ АНАТОЛИИ....203

Арабидзе В.Г., Гогмачадзе С.А.
ИССЛЕДОВАНИЕ ЗНАЧЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТА ГРУНТА S ДЛЯ ГРУНТОВ ТИПА «E» ПО ЕВРОКОДУ 8.....211

Багиров Э.М., Исмаилова А.Т.
АНАЛИЗ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ В ПЕРИОД ДО И ПОСЛЕ ШАМАХИНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ (2018-2019гг.).....217

Бондаренко Н.А., Любимова Т.В., Любченко И.Ю.
КЛАСТЕРИЗАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ АНАПСКО-ГЕЛЕНДЖИКСКОГО УЧАСТКА 221

Геодакян Э. Г., Оганнисян А.Л., Саакян Б.В.
ФРАКТАЛЬНОСТЬ СЛАБОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ.....227

Gyodakyan E.G., Mkrtchyan M.A., Sahakyan B.V.
COMPREHENSIVE ANALYSIS OF THE SPITAK DESTRUCTIVE EARTHQUAKE AFTERSHOCK PROCESS 234

Joshi A., Erteleva O., Kumar A., Aptikaev F., Sinvhal A.
EMPIRICAL ESTIMATION OF PEAK GROUND ACCELERATION ATTENUATION FOR EARTHQUAKES OF NORTHWEST HIMALAYA, INDIA 239

Дзебоев Б.А.
РАСПОЗНАВАНИЕ МЕСТ ВОЗМОЖНОГО ВОЗНИКНОВЕНИЯ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ. КАВКАЗ, M ≥ 6.0.....247

Дзеранов Б.В., Баскаев А.Н., Макиев В.Д., Архиреева И.Г., Шепелев В.Д., Габараев А.Ф., Дзугкоев А.Р., Морозов Ф.С., Персаева З.В.
ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ И РИСКА ТЕРРИТОРИИ РСО-АЛАНИЯ 255

Заалишвили В.Б., Бурдзиева О.Г., Туаев Г.Э., Козырев Е.Н., Магкоев Т.Т.
ВЛИЯНИЕ ВНЕШНЕГО МЕХАНИЧЕСКОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ДИНАМИКУ АТОМНО-МОЛЕКУЛЯРНОГО ДВИЖЕНИЯ В ГРАНИТЕ.....263

Заалишвили В.Б., Фидарова (Читишвили) М.И., Мельков Д.А., Кануков А.С.
К ВОПРОСУ ВЫБОРА ПАРАМЕТРА СЕЙСМИЧЕСКОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ, ХАРАКТЕРИЗУЮЩЕГО ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ ГРУНТОВОГО ДВИЖЕНИЯ 267

Ицков И.Е.
РАСЧЕТНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ НОВЫХ НОРМ РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН СП РК 2.03-30-2017 «СТРОИТЕЛЬСТВО В СЕЙСМИЧЕСКИХ ЗОНАХ» 274

Керимов А.М.
ОЦЕНКА ЛАВИННОГО РИСКА ДЛЯ НАСЕЛЕНИЯ ГОРНЫХ РАЙОНОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА (НА ПРИМЕРЕ ПРИЭЛЬБРУСЬЯ И ТРАНСКАМА).....278

Магомедов Р.А., Маммаев О.А.
ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ В АЛЬПИЙСКОМ ЦИКЛЕ РАЗВИТИЯ ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА.....283

Мавлянова Н.Г.
СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ И СЕЙСМИЧЕСКОГО РИСКА В СТРАНАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ 292

Миронюк С. Г.
ВЫЯВЛЕНИЕ, КАРТИРОВАНИЕ И ЗАВЕРКА РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ, ПЕРЕСЕКАЮЩИХ ТРАССУ ГАЗОПРОВОДА «ДЖУБГА-ЛАЗАРЕВСКОЕ-СОЧИ» (СУХОПУТНЫЕ И МОРСКОЙ УЧАСТКИ) И ОЦЕНКА ИХ ОПАСНОСТИ.....305

Несмеянов С.А., Воейкова О.А.
ВОПРОСЫ ТИПИЗАЦИИ ШОВНЫХ ЗОН КАК ОСНОВНЫХ СЕЙСМОГЕНЕРИРУЮЩИХ СТРУКТУР ОРОГЕНОВ.....313

Рогожин Е.А., Лутиков А.И., Овсюченко А.Н., Донцова Г.Ю., Сысолин А.И., Акимов В.А.
НОВЫЙ ВЗГЛЯД НА СЕЙСМИЧЕСКУЮ ОПАСНОСТЬ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА В ДЕТАЛЬНОМ МАСШТАБЕ С УЧЕТОМ РЕЗУЛЬТАТОВ ПАЛЕОСЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ.....319

Rekvava P.
PRINCIPLES OF SEISMIC RISK REDUCTION AND CONCEPTUAL RULES FOR SEISMIC DESIGN OF BUILDINGS.....326

Саакян Б.В.
МОДЕЛЬ РАЗВИТИЯ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ НА СЕЙСМИЧЕСКОМ ЛИНЕАМЕНТЕ ЭРЗРУМ-БОРЖОМИ-КАЗБЕК.....337

Чернов А.Ю.
ВОПРОСЫ ТЕХНИЧЕСКОГО ОБСЛЕДОВАНИЯ ЗДАНИЙ И СООРУЖЕНИЙ В УСЛОВИЯХ СЕЙСМИЧЕСКИ АКТИВНЫХ ТЕРРИТОРИЙ.....345

Чернов Ю.К.
ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ВЕРОЯТНОСТНОГО ДЕТАЛЬНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ РСО-АЛАНИЯ.....351

IV. МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ОПАСНЫХ ПРИРОДНО-ТЕХНОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ. КАРТЫ СЕЙСМИЧЕСКОГО РИСКА ТЕРРИТОРИИ. ГИС-ТЕХНОЛОГИИ

Ашабоков Б.А., Ташилова А.А., Кешева Л.А., Теунова Н.В.
МОДЕЛИРОВАНИЕ СНИЖЕНИЯ РИСКОВ В СЕЛЬСКОМ ХОЗЯЙСТВЕ, СВЯЗАННЫХ С ОПАСНЫМИ ПОГОДНЫМИ ЯВЛЕНИЯМИ.....367

Заалишвили В.Б., Кануков А.С.
ГЕОИНФОРМАЦИОННЫЕ СИСТЕМЫ В ГЕОФИЗИКЕ. ПРАКТИЧЕСКАЯ РЕАЛИЗАЦИЯ ГЕОИНФОРМАЦИОННОЙ СИСТЕМЫ С ПОДДЕРЖКОЙ МОДЕЛИРОВАНИЯ ПОСЛЕДСТВИЙ ОПАСНЫХ ПРИРОДНО-ТЕХНОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ.....374

Заалишвили В.Б., Магкоев Т.Т., Туаев Г.Э., Карапетян Дж.К., Архиреева И.Г., Фидарова (Читишвили) М.И.
К ВОПРОСУ УСТАНОВЛЕНИЯ ВЗАИМОСВЯЗЕЙ ПРОТЕКАНИЯ ЯВЛЕНИЙ НА АТОМНО-МОЛЕКУЛЯРНОМ И МАКРОУРОВНЕ.....384

Иванусь И.В.
ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОИНФОРМАЦИОННЫХ СИСТЕМ ПРИ РЕШЕНИИ ЗАДАЧ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ОПАСНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ.....393

Керимов И.А.
К ВОПРОСУ О ГРАВИТАЦИОННОЙ ТОМОГРАФИИ НА ОСНОВЕ F-АППРОКСИМАЦИИ.....397

Мкртчян М.А., Саакян Б.В., Геодакян Э.Г., Оганесян С.М.
МОДЕЛИРОВАНИЕ АФТЕРШОКОВЫХ ПРОЦЕССОВ В ОБЛАСТИ РАЗРУШИТЕЛЬНЫХ ВАНСКИХ (1976Г., 2011Г.) ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ.....404

Музаев И.Д., Харебов К.С., Музаев Н.И.
МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СИНХРОННОГО ВОДОЗАБОРНОГО ПРОЦЕССА В СЛОИСТО-СТРАТИФИЦИРОВАННОМ ВОДОЁМЕ.....411

Музаев И.Д., Созанов В.Г.
К ПРОБЛЕМЕ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ГЛЯЦИАЛЬНЫХ СЕЛЕЙ.....422

Мусаев В.К.
МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ИЗГИБНЫХ ВОЛН НАПРЯЖЕНИЙ В НАДЗЕМНОМ НЕФТЕПРОВОДЕ С УПРУГИМ ОСНОВАНИЕМ (ПОЛУПЛОСКОСТЬ) ПРИ СЕЙСМИЧЕСКОМ ВОЗДЕЙСТВИИ ПОД УГЛОМ ДЕВЯНОСТО ГРАДУСОВ.....433

Мусаев В.К.
МОДЕЛИРОВАНИЕ БЕЗОПАСНОСТИ ПЛОТИНЫ КОЙНА (ИНДИЯ) С ОСНОВАНИЕМ (ПОЛУПЛОСКОСТЬ) С ПОМОЩЬЮ ВОЛНОВОЙ ТЕОРИИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ.....439

Мусаев В.К.
ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НЕСТАЦИОНАРНЫХ КОНТУРНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ В ПОЛУПЛОСКОСТИ С ПОЛОСТЬЮ (СООТНОШЕНИЕ ШИРИНЫ К ВЫСОТЕ ОДИН К ПЯТИ) С ПОМОЩЬЮ ВОЛНОВОЙ ТЕОРИИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ.....446

Носов В.В.
МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА РАЗРУШЕНИЯ И ОЦЕНКА УДАРООПАСНОСТИ МАССИВА ГОРНЫХ ПОРОД ПО РЕЗУЛЬТАТАМ РЕГИСТРАЦИИ СИГНАЛОВ АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ, ВЫЗВАННОЙ ТЕХНОЛОГИЧЕСКИМ ВЗРЫВОМ.....452

Оганесян С.М.
МАССА ТЕЛА НЕ ЯВЛЯЕТСЯ ИСТОЧНИКОМ ГРАВИТАЦИОННОГО ЗАРЯДА, А ЯВЛЯЕТСЯ ЕГО НОСИТЕЛЕМ.....459

Оганесян С.М.
МАГНИТНЫЕ ЗАРЯДЫ И ТОКИ СУЩЕСТВУЮТ.....465

Панина О.В., Донцова О.Л., Панина А.А., Назарова М.А.
ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕЖДУНАРОДНОГО ОПЫТА В ОБЛАСТИ ПРИМЕНЕНИЯ МАТЕМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ПРИ УГЛЕВОДОРОДНОМ ЗАГРЯЗНЕНИИ ПРИРОДНО-ТЕХНИЧЕСКИХ СИСТЕМ.....475

Ташилова А.А., Ашабоков Б.А., Кешева Л.А., Теунова Н.В.
ФОРМИРОВАНИЕ АНОМАЛИЙ ТЕМПЕРАТУР КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА ПОД ВЛИЯНИЕМ ЕСТЕСТВЕННЫХ ФАКТОРОВ (РЕЗУЛЬТАТЫ ДИСКРИМИНАНТНОГО АНАЛИЗА) 480

Шаповалов В.А., Шаповалов А.В., Гучаева З.Х., Ковалев Е.А., Шериева М.А.
ИНФОРМАЦИОННАЯ ТЕХНОЛОГИЯ ТЕКУЩЕГО ПРОГНОЗА ОПАСНЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ НАЗЕМНЫХ И СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ 486

V. ОРГАНИЗАЦИЯ КОМПЛЕКСНОГО МОНИТОРИНГА ВУЛКАНИЧЕСКОЙ, СЕЙСМИЧЕСКОЙ, ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

Алиев И.А., Магомедов А.Г.
ОПАСНЫЕ ПРИРОДНЫЕ И ТЕХНОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ КАВКАЗА И ИХ ПРОЯВЛЕНИЯ В ВАРИАЦИЯХ ГЕОПОЛЕЙ НА СЕТИ СТАНЦИЙ НАБЛЮДЕНИЙ ИГ ДФИЦ РАН 495

Багаева С.С., Саяпина А.А., Горожанцев С.В.
О СОВРЕМЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ РЕСПУБЛИКИ СЕВЕРНАЯ ОСЕТИЯ-АЛАНИЯ ПО ДАННЫМ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ СОФ ФИЦ ЕГС РАН 502

Гордеев В.Ф., Малышков С.Ю., Крутиков В.А., Задериголова М.М.
СИСТЕМА РАННЕГО ОПОВЕЩЕНИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В УСЛОВИЯХ ГОРНО-СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА 509

Гусейнов А.А., Юсупов А.Р.
ТЕМПЕРАТУРНАЯ ЗАВИСИМОСТЬ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ДОЛОМИТОВ 516

Докукин М.Д., Беккиев М.Ю., Калов Р.Х., Савернюк Е.А., Черноморец С.С.
ПРИЗНАКИ ПОДГОТОВКИ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ СХОДОВ ЛЕДНИКОВ (АНАЛИЗ РАЗНОВРЕМЕННОЙ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ) 522

Заалишвили В.Б., Козырев Е.Н., Симакин А.Г., Мельков Д.А., Аскеров Р.О.
СЕЙСМОПРИЕМНИК ДЛЯ ИНСТРУМЕНТАЛЬНОГО МОНИТОРИНГА ПРИРОДНО-ТЕХНОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ 529

Казарян М.Л., Рихтер А.А., Шахраманьян М.А.
ТЕХНОЛОГИИ КОСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА ОБЪЕКТОВ ЗАХОРОНЕНИЯ ОТХОДОВ И ПРОМЫШЛЕННЫХ ОТХОДОВ (КОСМИЧЕСКИЙ ЭКОЛОГИЧЕСКИЙ ДОЗОР) 534

Корчагина Е.А.
ДИНАМИКА ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В ПРЕДГОРНЫХ РАЙОНАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА 539

Малышков С.Ю., Гордеев В.Ф., Крутиков В.А., Задериголова М.М.
ОЦЕНКА НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ГРУНТОВ ПАССИВНЫМ РАДИОВОЛНОВЫМ МЕТОДОМ 546

Таймазов Д.Г., Мамаев С.А., Мамаев А.С.
О ПЕРСПЕКТИВНЫХ НАПРАВЛЕНИЯХ РАЗВИТИЯ СРЕДСТВ И МЕТОДОВ ПОВЫШЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ ДАГЕСТАНА 552

Чотчаев Х.О., Забирченко Д.Н., Трофименко С.Н.
КОНТРОЛЬ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ГОРНОГО МАССИВА ЗВУКОВЫМИ И ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫМИ ИМПУЛЬСАМ 564

Шемпелев А.Г., Заалишвили В.Б., Чотчаев Х.О., Шамановская С.П.
КОМПЛЕКСНЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВУЛКАНА ЭЛЬБРУС 572

VI. ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ. ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ГОРНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Алборов И.Д., Бурдзиева О.Г., Тедеева Ф.Г.
ЭКОЛОГИЯ ДОБЫЧИ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ НА СЕВЕРНОМ КАВКАЗЕ 589

Бекузарова С.А., Бурдзиева О.Г.
СНИЖЕНИЕ ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ КАТАСТРОФ ГОРНЫХ ТЕРРИТОРИЙ 596

Бергер М.Г.
О МОДЕЛИРОВАНИИ ВНЕЗАПНЫХ ВЫБРОСОВ ЛЕДНИКА КОЛКА 599

Бериев О.Г., Тезиев Т.М.
ТЕХНОГЕННЫЕ ЧС И ОПАСНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ СЕВЕРНАЯ ОСЕТИЯ-АЛАНИЯ 604

Босиков И.И., Клюев Р.В.
КОМПЛЕКСНАЯ ОЦЕНКА ЮЖНО-КАСПИЙСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО БАССЕЙНА С ПОМОЩЬЮ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ 609

Ganapathy G.P., Edison T.
PROBABILITY ANALYSIS OF RAINFALL INDUCED LANDSLIDES IN THE NILGIRIS, INDIA - A GIS APPROACH 616

Гасанов А.Б., Аббасова Г.Г., Мамедова Д.Н., Садыхова Т.Н., Муталлимова О.М.
ФРАКЦИОННЫЙ СОСТАВ ПЕСЧАНЫХ ГРУНТОВ И СТАБИЛЬНОСТЬ ГОРНЫХ СКЛОНОВ 625

Гасанов А.Б., Мамедова Д.Н., Нариманов Р.Н., Кязимов Р.Р.
ВОПРОСЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ СТАБИЛЬНОСТИ КАСПИЙСКО-КУБИНСКОЙ ЧАСТИ БЕРЕГОВОЙ ЛИНИИ АЗЕРБАЙДЖАНА 632

Геворгян А.А., Минасян Р.С., Хондкарян В.С.
МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ РЕЖИМНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ В СВЯЗИ С ИССЛЕДОВАНИЯМИ ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ВОДОХРАНИЛИЩ, СООРУЖАЕМЫХ В ГОРНОСКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ 640

Геккиева С.О.
СТАТИСТИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ЭФФЕКТА ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОСАДКОВ МЕТОДОМ ИСТОРИЧЕСКОЙ РЕГРЕССИИ 646

Голик В.И., Дмитрак Ю.В., Разоренов Ю.И., Габараев О.З.
ГЕОМЕХАНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ РАЗРАБОТКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ САДОНСКОЙ ГРУППЫ 650

Голик В.И., Бурдзиева О.Г., Дмитрак Ю.В.
ОПТИМИЗАЦИЯ ТЕХНОЛОГИИ РАЗРАБОТКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ САДОНА ПО ФАКТОРУ УПРАВЛЕНИЯ ГЕОМЕХАНИКОЙ МАССИВОВ 656

Голик В.И., Бурдзиева О.Г.
ОПТИМИЗАЦИЯ ПРОЦЕССОВ УПРАВЛЕНИЯ ГЕОМЕХАНИКОЙ МАССИВОВ ПУТЕМ УТИЛИЗАЦИИ ОТХОДОВ ГОРНОГО ПРОИЗВОДСТВА 665

Джгамадзе А.К., Дзеранов Б.В., Гогичев Р.Р.
СУЩЕСТВУЮЩЕЕ СОСТОЯНИЕ ОРДЖОНИКИДЗЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПРЕСНЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ПЕРСПЕКТИВЫ ОБЕСПЕЧЕНИЯ Г. ВЛАДИКАВКАЗ ПИТЬЕВОЙ ВОДОЙ 675

Заалишвили В.Б., Бурдзиева О.Г., Закс Т.В., Кануков А.С.
КОРРЕЛЯЦИОННЫЕ ВЗАИМОСВЯЗИ В ЗАБОЛЕВАЕМОСТИ ОНКОЛОГИЕЙ В ГОРНОДОБЫВАЮЩЕМ РЕГИОНЕ 681

Зуб О.Н.
ОПОЛЗНЕВЫЕ ПРОЦЕССЫ В ГОРНОМ КЛАСТЕРЕ РАЗМЕЩЕНИЯ И СОВРЕМЕННОЙ ЭКСПЛУАТАЦИИ ОБЪЕКТОВ ЗИМНИХ ОЛИМПИЙСКИХ ИГР 2014 (СОЧИ, КРАСНАЯ ПОЛЯНА) 689

Кануков А.С., Джусоева Н.Г., Корбесова К.В.
ЗАГРЯЗНЕНИЕ УРБАНИЗИРОВАННЫХ ТЕРРИТОРИЙ АВТОМОБИЛЬНЫМ ТРАНСПОРТОМ НА ПРИМЕРЕ РЕСПУБЛИКИ СЕВЕРНАЯ ОСЕТИЯ – АЛАНИЯ 696

Керимов И.А., Гайсумов М.Я., Бадаев С.В.
ДЕФОРМАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ НА НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ПРЕДГОРНОГО ДАГЕСТАНА 703

Кюль Е.В.
ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ОПОЛЗНЕВОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА ЛИНЕЙНЫЕ ХОЗЯЙСТВЕННЫЕ ОБЪЕКТЫ РЕСПУБЛИКИ СЕВЕРНАЯ ОСЕТИЯ – АЛАНИЯ 721

Майсурадзе М.В., Дзобелова Л.В.
О СПОСОБАХ РЕАБИЛИТАЦИИ ГОРОДСКОЙ АТМОСФЕРЫ (НА ПРИМЕРЕ Г. ВЛАДИКАВКАЗА) 729

Макеев В.М., Макарова Н.В., Суханова Т.В., Коробова И.В.
ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ СУФФОЗИИ НА ПЛОЩАДКЕ РОСТОВСКОЙ АЭС 735

Матишов Г.Г., Парада С.Г.
АНОМАЛИИ СВИНЦА В АЛЬПИЙСКИХ ЛАНДШАФТАХ БАССЕЙНА РЕКИ МАЛКИ (КАБАРДИНО-БАЛКАРСКАЯ РЕСПУБЛИКА) 744

Николаев А.В., Заалишвили В.Б., Гиоргобиани Т.В., Дзеранов Б.В., Мельков Д.А.
ОСНОВНЫЕ ОПОЛЗНЕВЫЕ СТРУКТУРЫ СЕВЕРНОЙ ОСЕТИИ 749

Svalova V.B.
LANDSLIDE RISK ASSESSMENT AND MANAGEMENT 756

Стогний В.В., Стогний Г.А., Волкова Т.А., Любимова Т.В.
ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ РИСКИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА И ИХ ОЦЕНКА 768

Тезиев Т.М., Бериев О.Г., Савхалова С.Ч.
ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ КУЛЬТУРА И ОБРАЗОВАНИЕ В ВОПРОСАХ ОХРАНЫ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ 773

Резолюция конференции ***779***

Именной указатель ***783***

Указатель сокращений ***787***

CONTENTS

Foreword ***7***

Nikolaev A.V. To the 70th anniversary of Vladislav Zaalishvili ***10***

I. MODERN GEODYNAMICS AND THE DEEP STRUCTURE OF THE CAUCASUS

Garaeva T.D., Isaeva M.I., Novruzov Z.A.
DEEP STRUCTURE AND PALEOMAGNETISM OF PALEOGENE DEPOSITS OF THE NORTHERN PART OF THE ABSHERON PENINSULA 17

Gasparyan G.S., Oganesyan A.O., Kazaryan K.S., Sargsyan R.S., Avdalyan A.G.
ON THE POTENTIAL SEISMICITY OF GEOSTRUCTURAL ELEMENTS OF THE EARTH'S CRUST IN THE TERRITORY OF ARMENIA 23

Yetirmishly G.D., Mammadli T.Ya., Kazimova S.E., Ismailova S.S.
MODERN SEISMIC SITUATION IN THE TERRITORY OF AZERBAIJAN 29

Islamova Sh.K.
THE DEEP STRUCTURE OF THE EARTH'S CRUST IN THE AREA OF THE MINGACHEVIR RESERVOIR 37

Kuropatkina T.N.
THE DEVELOPMENT OF EROSIVE LANDFORMS OF THE BLACK SEA COAST OF THE NORTH-WEST CAUCASUS ... 43

Myasnikov A.V., Milykov V.K.
ESTIMATION OF TIDAL RESPONSE PARAMETER VARIATIONS ACCORDING TO LASER INTERFEROMETER AS A POSSIBLE PROGNOSTIC SIGN OF FUTURE EARTHQUAKE 50

Hovhannisyan S.M., Gyodakyan E.G., Sahakyan B.V.
ON THE COMPLEX NATURE OF STRESS ACCUMULATION IN THE COLLISION ZONE OF TECTONIC EARTHQUAKE PREPARATION 55

Rybin I.V.
GEOLOGICAL AND STRUCTURAL FEATURES OF THE KURKUZHIN SQUARE OF THE KABARDINO-BALKARIAN REPUBLIC 66

Rybin I.V.
GEOLOGICAL AND STRUCTURAL FEATURES OF LOCALIZATION OF GOLD-BASED DEPOSITS OF THE JUARGEN SQUARE (KABARDINO-BALKAR REPUBLIC) 70

Rybin I.V.
ROLE OF STEEPLY DEEPING DISJUNCTIVE DISLOCATIONS IN THE FORMATION OF THE LEFT-BANK ORE FIELD (KABARDINO-BALKAR REPUBLIC) 75

Safarov I.B., Mammadova D.N., Ibragimova U.S.
THE INFLUENCE OF THE MINERAL COMPOSITION ON THE PHYSICAL PARAMETERS OF THE MANTLE AND LITHOSPHERE ROCKS UNDER HIGH THERMOBARIC CONDITIONS 79

Svalova V.B.
DEEP GEODYNAMICS OF THE CAUCASUS REGION 88

II. ALPINE MAGMATIC COMPLEXES OF THE CAUCASUS: PETROLOGICAL-GEOCHEMICAL, METALLOGENIC FEATURES AND GEODYNAMIC RECONSTRUCTIONS

Bogush I.A., Ryabov G.V., Cherkashin V.I., Isaeva N.A.
NOBLE METALS (AU, PT, PD) OF BLACK SHALES OF THE URUP ORE REGION OF THE NORTH CAUCASUS.....97

Gazeev V.M., Gurbanov A.G., Galuskin E.V., Galuskina I.O., Gurbanova A.O.
GEOCHEMISTRY OF CARBONATE XENOLITHS IN PLIOCENE - QUATERNARY VOLCANIC ROCKS OF THE GREATER CAUCASUS 106

Gazeev V.M., Gurbanov A.G., Leksin A.B., Isakov S.I., Gurbanova A.O.
IDENTIFICATION OF SOURCES OF PLIOCENE-QUATERNARY ASHES OF THE NORTH CAUCASUS AND CISCAUCASIA ACCORDING TO GEOLOGICAL, PETROCHEMICAL AND GEOCHEMICAL DATA 113

Gazeev V.M., Gurbanov A.G., Dokuchaev A.Ya., Gurbanova A.O.
ON MOBILIZATION FROM HOST ROCKS AND REDEPOSITION OF ORE COMPONENTS DURING COOLING OF MAGMATIC BODIES (BY THE EXAMPLE OF ORE OBJECTS OF THE NORTH CAUCASUS).....129

Gurbanov A.G., Bogatikov O.A., Gazeev V.M., Leksin A.B., Gurbanova A.O.
THE REASON AND CONSEQUENCES OF THE SUBMERIDIONAL LOCATION OF THE AREAS OF RECENT VOLCANISM DEVELOPMENT IN THE CAUCASUS.....140

Gurbanov A.G., Gazeev V.M., Leksin A.B., Gurbanova A.O.
PETROCHEMICAL FEATURES, CATASTROPHIC PROCESSES AND POTENTIAL ROCK ORE-BEARANCE OF THE KAZBEK AND ELBRUS-CHEGEM VOLCANIC REGIONS 158

Daukaev A.A.
PECULIARITIES OF THE GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE TERSK-CASPIAN MARGINAL TROUGH IN CONNECTION WITH THE FORECASTING OF OIL AND GAS POTENTIAL IN GREAT DEPTH 165

Parfenov A.V., Lebedev V.A.
POSSIBILITIES OF USING THE K-AR ISOTOPE DATING METHOD FOR STRATIGRAPHIC SEPARATION OF THE YOUNGEST LAVA STRATA (ON THE EXAMPLE OF THE KAZBEK NEOVOLCANIC CENTER, GREATER CAUCASUS) 172

Ezirbaev T.B.
THE SYSTEM OF PETROPHYSICAL MODELS FOR CALCULATING THE GEOLOGICAL PROPERTIES OF THE ALB-APTIAN ROCKS OF THE EASTERN CISCAUCASIA 178

III. SEISMIC HAZARD AND RISK. PALEOSEISMODISLOCATIONS

Agaeva L.A.
ROLE OF ENGINEERING-GEOLOGICAL PROCESSES IN THE TERRITORY OF SEISMICALLY ACTIVE REGIONS OF TURKMENISTAN IN THE ASSESSMENT OF SEISMIC HAZARD AND RISK.....185

Agaeva L.A., Khojaev A.
VALUE OF SEISMOGENIC ZONES FOR THE SEISMIC HAZARD ASSESSMENT OF TURKMENISTAN 191

Aptikaev F.F.
SEISMIC INTENSITY SCALE (SIS-17) AND SEISMIC EFFECTS 197

Aptikaeva O.I.
DETAILED STRUCTURE OF THE S-WAVE ATTENUATION FIELD AND THE MORPHOLOGY OF CODA-WAVES ENVELOPES OF AFTERSHOCKS IN THE SOURCE ZONES OF STRONG EARTHQUAKES IN THE CAUCASUS AND EASTERN ANATOLIA 203

Arabidze V.G., Gogmachadze S.A.
THE STUDY OF SOIL COEFFICIENT S VALUE FOR THE "E"-TYPE SOILS ACCORDING TO EUROCODE 8 211

Bagirov E.M., Ismailova A.T.
ANALYSIS OF THE GRAVITATIONAL FIELD IN THE PERIOD BEFORE AND AFTER THE SHAMAKHI EARTHQUAKE (2018-2019) 217

Bondarenko N.A., Lyubimova T.V., Lyubchenko I.Yu.
CLUSTERING OF SEISMIC EVENTS OF THE ANAPA-GELENDZHIK SITE 221

Gyodakyan E.G., Ogannisyan A.L., Sahakyan B.V.
FRACTALITY OF MINOR SEISMICITY IN THE CENTRAL PART OF THE TERRITORY OF ARMENIA 227

Gyodakyan E.G., Mkrtchyan M.A., Sahakyan B.V.
COMPREHENSIVE ANALYSIS OF THE SPITAK DESTRUCTIVE EARTHQUAKE AFTERSHOCK PROCESS 234

Joshi A., Erteleva O., Kumar A., Aptikaev F., Sinvhal A.
EMPIRICAL ESTIMATION OF PEAK GROUND ACCELERATION ATTENUATION FOR EARTHQUAKES OF NORTHWEST HIMALAYA, INDIA 239

Dzeboev B.A.
IDENTIFICATION OF THE POSSIBLE OCCURRENCE OF STRONG EARTHQUAKES. CAUCASUS, M ≥ 6.0 247

Dzeranov B.V., Baskaev A.N., Makiev V.D., Arkhireeva I.G., Shepelev V.D., Gabaraev A.F., Dzugkoev A.R., Morozov F.S., Persaeva Z.V.
SEISMIC HAZARD AND RISK ASSESSMENT OF THE TERRITORY OF NORTH OSSETIA-ALANIA 255

Zaalishvili V.B., Burdzieva O.G., Tuaev G.E., Kozyrev E.N., Magkoev T.T.
INFLUENCE OF EXTERNAL MECHANICAL ACTION ON THE DYNAMICS OF ATOMIC-MOLECULAR MOTION IN GRANITE 263

Zaalishvili V.B., Fidarova (Chitishvili) M.I., Melkov D.A., Kanukov A.S.
ON THE ISSUE OF SELECTING THE SEISMIC IMPACT PARAMETER CHARACTERIZING THE ENERGY POTENTIAL OF SOIL MOVEMENT 267

Itskov I.E.
DESIGN PROVISIONS OF NEW NORMS OF THE REPUBLIC OF KAZAKHSTAN SP RK 2.03-30-2017 "CONSTRUCTION IN SEISMIC ZONES" 274

Kerimov A.M.
ASSESSMENT OF AVALANCHE RISK FOR THE POPULATION OF MOUNTAINOUS REGIONS OF THE CENTRAL CAUCASUS (BY THE EXAMPLE OF ELBRUS AND TRANSKAM) 278

Magomedov R.A., Mammaev O.A.
PALEOSEISMIC DISLOCATIONS IN THE ALPIAN CYCLE OF THE DEVELOPMENT OF THE EAST CAUCASUS 283

Mavlyanova N.G.
THE CURRENT STATE OF SEISMIC HAZARD AND SEISMIC RISK RESEARCH IN CENTRAL ASIAN COUNTRIES.....292

Mironyuk S.G.
IDENTIFICATION, MAPPING AND CONFIRMATION OF DISJUNCTIVE DISLOCATIONS CROSSING THE "DZHUBGA-LAZAREVSKOYE-SOCHI" GAS PIPELINE ROUTE (LAND AND OFFSHORE SECTIONS) AND ASSESSMENT OF THEIR HAZARD 305

Nesmeyanov S.A., Voeykova O.A.
QUESTIONS OF SUTURE ZONES TYPIFICATION AS THE MAIN SEISMOGENIC STRUCTURES OF THE OROGENS...313

Rogozhin E.A., Lutikov A.I., Ovsyuchenko A.N., Dontsova G.Yu., Sysolin A.I., Akimov V.A.
A NEW VIEW OF THE SEISMIC HAZARD OF THE NORTHWEST CAUCASUS ON A DETAILED SCALE, TAKING INTO ACCOUNT THE RESULTS OF PALEOSEISMOLOGICAL RESEARCH.....319

Rekvava P.
PRINCIPLES OF SEISMIC RISK REDUCTION AND CONCEPTUAL RULES FOR SEISMIC DESIGN OF BUILDINGS.....326

Sahakyan B.V.
MODEL OF THE SEISMOTECTONIC STRESSES DEVELOPMENT ON THE SEISMIC LINEAMENT ERZRUM-BORJOMI-KAZBEK.....337

Chernov A.Yu.
ISSUES OF TECHNICAL INSPECTION OF BUILDINGS AND STRUCTURES IN SEISMICALLY ACTIVE TERRITORIES ...345

Chernov Yu.K
PRELIMINARY RESULTS OF PROBABILISTIC DETAILED SEISMIC ZONING OF THE TERRITORY OF NORTH OSSETIA-ALANIA 351

IV. MATHEMATICAL MODELING OF DANGEROUS NATURAL AND ANTHROPOGENIC PROCESSES. MAPS OF SEISMIC RISK OF THE TERRITORY. GIS TECHNOLOGIES

Ashabokov B.A., Tashilova A.A., Kesheva L.A., Teunova N.V.
MODELING OF AGRICULTURE RISK MITIGATION, ASSOCIATED WITH SEVERE WEATHER ACTIVITY 367

Zaalishvili V.B., Kanukov A.S.
GEOGRAPHIC INFORMATION SYSTEM IN GEOPHYSICS. PRACTICAL IMPLEMENTATION OF A GEOGRAPHIC INFORMATION SYSTEM WITH SUPPORT FOR MODELING THE CONSEQUENCES OF HAZARDOUS NATURAL AND ANTHROPOGENIC PROCESSES 374

Zaalishvili V.B., Magkoev T.T., Tuaev G.E., Karapetyan J.K., Arkhireeva I.G., Fidarova (Chitishvili) M.I.
ON THE ISSUE OF ESTABLISHING THE RELATIONSHIP OF THE PHENOMENA OCCURRENCE AT THE ATOMIC-MOLECULAR AND MACRO LEVELS.....384

Ivanus I.V.
THE USE OF GIS IN SOLVING THE PROBLEMS OF THE PROGNOSIS OF HAZARDOUS GEOLOGICAL PROCESSES..393

Kerimov I.A.
ON THE ISSUE OF GRAVITATIONAL TOMOGRAPHY ON THE BASIS OF F-APPROXIMATION 397

Mkrtchyan M.A., Sahakyan B.V., Gyodakyan E.G., Hovhannisyan S.M.
MODELING OF AFTERSHOCK PROCESSES IN THE AREA OF DESTRUCTIVE VAN EARTHQUAKES (1976, 2011) ... 404

Muzaev I.D., Kharebov K.S., Muzaev N.I.
MATHEMATICAL MODELING OF A SYNCHRONOUS WATER INTAKE PROCESS IN A STRATIFIED RESERVOIR 411

Muzaev I.D., Sozanov V.G.
ON THE ORIGINATION PROBLEM OF GLACIAL MUDFLOWS 422

Musaev V.K.
MATHEMATICAL MODELING OF FLEXURAL STRESS WAVES IN THE ABOVEGROUND OIL PIPELINE WITH AN ELASTIC BASE (HALF-PLANE) UNDER SEISMIC IMPACT AT AN ANGLE OF NINETY DEGREES 433

Musaev V.K.
MODELING OF THE KOYNA DAM (INDIA) SAFETY WITH A BASE (HALF-PLANE) USING THE WAVE THEORY OF SEISMIC SAFETY 439

Musaev V.K.
NUMERICAL MODELING OF UNSTEADY CONTOUR STRESSES IN A HALF-PLANE WITH A CAVITY (WIDTH TO HEIGHT RATIO OF ONE TO FIVE) USING THE WAVE THEORY OF SEISMIC SAFETY 446

Nosov V.V.
MATHEMATICAL MODELING OF THE DESTRUCTION PROCESS AND ASSESSMENT OF SHOCK HAZARD OF ROCK MASS BY THE RESULTS OF SIGNAL REGISTRATION OF ACOUSTIC EMISSION CAUSED BY TECHNOLOGICAL EXPLOSION 452

Hovhannisyan S.M.
BODY MASS IS NOT A SOURCE OF GRAVITATIONAL CHARGE, BUT THE CHARGE CARRIER 459

Hovhannisyan S.M.
MAGNETIC CHARGES AND MAGNETIC CURRENTS EXIST 465

Panina O.V., Dontsova O.L., Panina A.A., Nazarova M.A.
THE USE OF INTERNATIONAL EXPERIENCE IN THE APPLICATION OF THE MATHEMATICAL MODELING IN HYDROCARBON POLLUTION OF NATURE-TECHNICAL SYSTEMS 475

Tashilova A.A., Ashabokov B.A., Kesheva L.A., Teunova N.V.
THE FORMATION OF TEMPERATURE ANOMALIES IN THE CAUCASUS REGION UNDER THE INFLUENCE OF NATURAL FACTORS (THE RESULTS OF DISCRIMINANT ANALYSIS) 480

Shapovalov V.A., Shapovalov A.V., Guchaeva Z.Kh., Kovalev E.A., Sherieva M.A.
INFORMATION TECHNOLOGY OF THE NOWCASTING OF DANGEROUS METEOROLOGICAL PROCESSES USING GROUND AND SATELLITE DATA OF REMOTE SENSING OF THE ATMOSPHERE 486

V. COMPLEX MONITORING ORGANIZATION OF VOLCANIC, SEISMIC AND GLACIOLOGICAL HAZARD

Aliev I.A., Magomedov A.G.
DANGEROUS NATURAL AND TECHNOGENIC PROCESSES OF THE CAUCASUS AND THEIR MANIFESTATIONS IN VARIATIONS OF GEO-FIELDS ON NETWORKS OF OBSERVATION STATIONS IG DFRC RAS 495

Bagaeva S.S., Sayapina A.A., Gorozhantsev S.V.
ON MODERN SEISMICITY OF THE REPUBLIC OF NORTH OSSETIA-ALANIA ACCORDING TO INSTRUMENTAL OBSERVATIONS NOB FRC UGS RAS 502

Gordeev V.F., Malyshkov S.Yu., Krutikov V.A., Zaderigolova M.M.
EARLY WARNING SYSTEM FOR GEODYNAMIC PROCESSES IN OROGEN ENVIRONMENT OF THE NORTH CAUCASUS 509

Guseinov A.A., Jusupov A.R.
TEMPERATURE DEPENDENCE OF DOLOMITES ELECTRIC CONDUCTIVITY 516

Dokukin M.D., Bekkiev M.Yu., Kalov R.Kh., Savernyuk E.A., Chernomorets S.S.
INDICATORS OF THE PREPARATION OF GLACIERS COLLAPSE (ANALYSIS OF MULTITEMPORAL SATELLITE DATA) 522

Zaalishvili V.B., Kozyrev E.N., Simakin A.G., Melkov D.A., Askerov R.O.
A SEISMIC RECEIVER FOR NATURAL AND TECHNOGENIC PROCESSES` INSTRUMENTAL MONITORING 529

Kazaryan M.L., Richter A.A., Shakhraman`yan M.A.
TECHNOLOGIES FOR SATELLITE MONITORING OF WASTE DISPOSAL FACILITIES AND INDUSTRIAL WASTE (SATELLITE ENVIRONMENTAL WATCH) 534

Korchagina E.A.
AIR TEMPERATURE DYNAMICS IN THE LOWLAND AREAS OF THE CENTRAL CAUCASUS 539

Malyshkov S.Yu., Gordeev V.F., Krutikov V.A., Zaderigolova M.M.
ESTIMATION OF A STRESS-STRAIN STATE OF THE ROCKS USING PASSIVE RADIOWAVE METHOD 546

Taymazov D.G., Mamaev S.A., Mamaev A.S.
ON PROMISING DIRECTIONS FOR THE DEVELOPMENT OF TOOLS AND METHODS TO ENHANCE THE SEISMIC SAFETY OF THE TERRITORY OF DAGESTAN 552

Chotchaev Kh.O., Zabirchenko D.N., Trofimenko S.N.
MONITORING OF THE STRESS-STRAIN STATE OF THE ROCK MASS BY SOUND AND ELECTROMAGNETIC PULSES 564

Shempelev A.G., Zaalishvili V.B., Chotchaev Kh.O., Shamanovskaya S.P.
INTEGRATED GEOLOGICAL-GEOPHYSICAL EXPLORATION OF THE ELBRUS VOLCANO 572

VI. EXOGENOUS PROCESSES. ENVIRONMENTAL PROBLEMS OF MOUNTAIN TERRITORIES

Alborov I.D., Burdzieva O.G., Tedeeva F.G.
ECOLOGY OF NON-FERROUS METALS MINING IN THE NORTH CAUCASUS 589

Bekuzarova S.A., Burdzieva O.G.
REDUCING NATURAL AND TECHNOGENIC DISASTERS IN MOUNTAINOUS AREAS 596

Berger M.G.
ABOUT MODELING OF THE SUDDEN SURGE OF THE KOLKA GLACIER 599

Beriev O.G., Teziev T.M.
TECHNOGENIC EMERGENCIES AND HAZARDS IN THE TERRITORY OF THE REPUBLIC OF NORTH OSSETIA-ALANIA 604

Bosikov I.I., Klyuev R.V.
INTEGRATED ASSESSMENT OF THE SOUTH CASPIAN OIL AND GAS-BEARING POOL USING THE GEOLOGICAL AND GEOPHYSICAL METHODS 609

Ganapathy G.P., Edison T.
PROBABILITY ANALYSIS OF RAINFALL INDUCED LANDSLIDES IN THE NILGIRIS, INDIA - A GIS APPROACH 616

Hasanov A.B., Abbasova Q.Q., Mammadova D.N., Sadikhova T.N., Mutallimova O.M.
FRACTIONAL COMPOSITION OF SANDY SOILS AND THE STABILITY OF MOUNTAIN SLOPES 625

Hasanov A.B., Mammadova D.N., Kazimov R.R., Narimanov R.N.
ISSUES OF GEOMORPHOLOGICAL STABILITY OF THE CASPIAN-KUBA PART OF THE COASTLINE IN AZERBAIJAN 632

Gevorgyan A.A., Minasyan R.S., Khondkaryan V.S.
METHODOLOGY AND RESULTS OF OPERATIONAL GEOPHYSICAL OBSERVATIONS IN CONNECTI ON WITH RESEARCHES OF HYDROGEODYNAMIC CONDITIONS OF RESERVOIRS CONSTRUCTED IN MOUNTAINOUS AREAS 640

Gekkieva S.O.
STATISTICAL EVALUATION OF THE REDISTRIBUTION EFFECT OF THE PRECIPITATION BY THE METHOD OF HISTORICAL REGRESSION 646

Golik V.I., Dmitrak Yu.V., Razorenov Yu.I., Gabaraev O.Z.
GEOMECHANICAL DEVELOPMENT ASPECTS OF THE SADON GROUP DEPOSITS 650

Golik V·I·, Burdzieva O·G·, Dmitrak Yu·V·
OPTIMIZATION OF THE DEVELOPMENT TECHNOLOGY OF THE SADON FIELD BY THE MANAGEMENT FACTOR OF MASSIF GEOMECHANICS 656

Golik V·I·, Burdzieva O·G·
OPTIMIZATION OF MASSIF GEOMECHANICS MANAGEMENT PROCESS BY MEANS OF THE MINING WASTE DISPOSAL 665

Dzhgamadze A·K·, Dzeranov B·V·, Gogichev R·R·
THE CURRENT STATE OF THE ORDZHONIKIDZE FRESH WATER AQUIFER AND THE PROSPECTS FOR PROVIDING VLADIKAVKAZ WITH DRINKING WATER DRINKING WATER SUPPLY 675

Zaalishvili V·B·, Burdzieva O·G·, Zaks T·V·, Kanukov A.S·
CORRELATION IN CANCER INCIDENCE IN THE MINING REGION 681

Zub O·N·
LANDSLIDE PROCESSES IN THE MOUNTAIN CLUSTER OF ACCOMMODATION AND MODERN OPERATION OF THE WINTER OLYMPIC GAMES OBJECTS 2014 (SOCHI, KRASNAYA POLYANA) 689

Kanukov A·S·, Dzhusoeva N·G·, Korbesova K·V·
ROAD TRANSPORT POLLUTION OF URBAN LAND BY THE EXAMPLE OF THE REPUBLIC OF NORTH OSSETIA-ALANIA 696

Kerimov I.A., Gaysumov M.Ya., Badaev S.V.
DEFORMATION PROCESSES IN THE OIL FIELDS OF PIEDMONT DAGESTAN 703

Kyul E.V.
GEOECOLOGICAL ASSESSMENT OF THE IMPACT OF LANDSLIDE ACTIVITY ON THE LINEAR ECONOMIC OBJECTS OF THE REPUBLIC OF NORTH OSSETIA-ALANIA 721

Maysuradze M.V., Dzobelova L.V.
ON THE METHODS OF URBAN ATMOSPHERE REHABILITATION (BY THE EXAMPLE OF VLADIKAVKAZ) 729

Makeev V.M., Makarova N.V., Suhanova T.V., Korobova I.V.
GEOLOGICAL FACTORS OF THE SUFFOSION DEVELOPMENT AT THE SITE OF THE ROSTOV NPP 735

Matishov G.G, Parada S.G.
LEAD ANOMALIES IN THE ALPINE LANDSCAPES OF THE CATCHMENT BASIN OF THE MALKA RIVER (KABARDINO-BALCARIAN REPUBLIC) 744

Nikolaev A.V., Zaalishvili V.B., Giorgobiani T.V., Dzeranov B.V., Melkov D.A.
THE MAIN LANDSLIDE STRUCTURES OF NORTH OSSETIA 749

Svalova V.B.
LANDSLIDE RISK ASSESSMENT AND MANAGEMENT 756

Stogny V.V., Stogny G.A., Volkova T.A., Lyubimova T.V.
GEOECOLOGICAL RISKS OF THE NORTH-WESTERN CAUCASUS AND THEIR EVALUATION 768

Teziev T.M., Beriev O.G., Savhalova S.Ch.
ENVIRONMENTAL CULTURE AND EDUCATION IN THE ENVIRONMENTAL PROTECTION ISSUES 773

Conference resolution ***779***

Name index ***783***

Abbreviations ***787***

ISBN 978-5-904868-25-3

Научное издание

ОПАСНЫЕ ПРИРОДНЫЕ И ТЕХНОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ГОРНЫХ РЕГИОНАХ:
модели, системы, технологии

Утверждено к печати
Учёным советом Геофизического института
Владикавказского научного центра
Российской Академии Наук

Редакторы: *А.В. Николаев, В.Б. Заалишвили*
Технический редактор *Е.Н. Маслов*
Оформление обложки *Е.Н. Маслов*
Корректоры: *А.Н. Баскаев, Л.В. Дзобелова*
Компьютерная верстка *А.Ю. Цопанова*

Подписано в печать 19.12.2019.
Бум. офс. Формат 70×108 /16. Печать цифровая.
Гарнитура шрифта«Times». Усл. п. л. 46,35.
Тираж 600 экз. Заказ № 102.

Издательство ГФИ ВНЦ РАН
362002, Россия, г. Владикавказ, Маркова, 93а
Тел./факс: +7(8672) 76 40 84, 76 40 56 http//www. cgiras.ru.
E-mail: cgi_ras@mail.ru

Отпечатано ИП Цопановой А.Ю.
362000, г. Владикавказ, пер. Павловский, 3