

Вестник Московского университета

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

№ 6 · 2020 · НОЯБРЬ–ДЕКАБРЬ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

СОДЕРЖАНИЕ

Модин И.Н., Ерохин С.А., Красникова А.М., Шоркунов И.Г., Шевченко В.А., Скобелев А.Д. Геофизические исследования не выраженного на поверхности средневекового некрополя Шекшово-9 (Суздальское Ополье) . . .	3
Попов С.С., Шилова Г.Н., Хотылев А.О. Область распространения и условия формирования лёссов Южного Урала	16
Никулин И.И., Коробков И.Г., Самсонов А.А. Реконструкция условий формирования пирокластических образований на восточной окраине Тунгусской синеклизы для прогнозных построений при алмазопроисловых работах	31
Краснова А.В., Ростовцева Ю.В. Бокситовые породы-коллекторы зоны контакта палеозойских и мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты	39
Гущина М.Ю., Моисеев А.В., Тучкова М.И. Позднеюрско-раннемеловые песчаники алганской свиты: состав, происхождение, источники сноса (северо-запад Корякского нагорья)	48
Липатникова О.А., Лубкова Т.Н., Коробова Н.А. Формы нахождения микроэлементов в воде и донных отложениях Пироговского водохранилища	59
Липатникова О.А., Лубкова Т.Н., Хавина Е.М. Гидрохимическая характеристика водных объектов канала имени Москвы и Волго-Балтийской системы . .	69
Шпуров И.В., Черепанов В.В., Афанасьев В.С. Выделение интервалов разреза, перспективных на поиски газа, в верхнемеловых глинистых отложениях севера Западной Сибири (на примере Медвежьего месторождения газа)	77
Кутукова Н.М., Шустер В.Л. Современные методы изучения неоднородного строения сложнопостроенных карбонатных резервуаров и эрозионных выступов фундамента	88
Гаврилов А.В., Пижанкова Е.И. Роль криогенных процессов в осадконакоплении на мелководьях моря Лаптевых	95
Юсупов Я.И., Калмыков Г.А. Петрофизическая подготовка данных ГИС для геомеханического моделирования на примере месторождения Краснотеннинского свода (Западная Сибирь)	103
Указатель статей и материалов, опубликованных в журнале в 2020 г.	110

CONTENTS

Modin I.N., Erokhin S.A., Krasnikova A.M., Shorkunov I.G., Shevchenko V.A., Skobelev A.D. Geophysical research of the unde- fined on the surface of the medieval necropolis Shekshovo-9 (Suzdal Opole)	3
Popov S.S., Shilova G.N., Khotylev A.O. Area of distribution and conditions of loess forming in the South Urals	16
Nikulin I.I., Korobkov I.G., Samsonov A.A. Reconstruction of conditions for the formation of pyroclastic formations on the Eastern edge of the Tunguska syncline prospection	31
Krasnova A.V., Rostovtseva Yu.V. Boxite reservoirs of the Paleozoic-Mesozoic transition of the Western Siberian plate	39
Gushchina M.U., Moiseev A.V., Tuchkova M.I. Late Jurassic-Early Cretaceous sandstones of Algan formation: composition, genesis, sources (North-West of Koryak Highland)	48
Lipatnikova O.A., Lubkova T.N., Korobova N.A. Trace element speciation in water and bottom sediments of the Pirogov water reservoir	59
Lipatnikova O.A., Lubkova T.N., Khavina E.M. Hydrochemical charac- teristics of water bodies of the Moscow chanal and the Volga-Baltic system	69
Shpurov I.V., Cherepanov V.V., Afanasyev V.S. Selection of section intervals promising for gas search in Upper Cretaceous clay deposits of the north of Western Siberia (on the example of the Medvezhye gas field)	77
Kutukova N.M., Shuster V.L. Modern methods for studying the heterogeneous structure of complex carbonate reservoirs and erosion protrusions of the foundation	88
Gavrilov A.V., Pizhankova E.I. The role of cryogenic processes in the shallow sedimentation in the Laptev Sea	95
Yusupov Ya.I., Kalmykov G.A. An integrated log data petrophysical preprocessing for geomechanical modeling for the krasnoleninsky area fields (Western Siberia)	103
<i>Index of articles and materials published in journal in 2020 year.</i>	<i>110</i>

УДК 902.2+550.8+528.85+631.4

И.Н. Модин¹, С.А. Ерохин², А.М. Красникова³, И.Г. Шоркунов⁴,
В.А. Шевченко⁵, А.Д. Скобелев⁶

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НЕ ВЫРАЖЕННОГО НА ПОВЕРХНОСТИ СРЕДНЕВЕКОВОГО НЕКРОПОЛЯ ШЕКШОВО-9 (СУЗДАЛЬСКОЕ ОПОЛЬЕ)

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1
Институт археологии РАН, 117292, Москва, ул. Дм. Ульянова, 19
Государственный исторический музей, 109012, Москва, Красная площадь, 1
Институт географии РАН, 109017, Москва, Старомонетный пер., 29, стр. 4
ООО «НПЦ Геоскан», 119313, Москва, Ленинский пр., 95

Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1
Institute of Archeology of the RAS, 117292, Moscow, st. Dm. Ulyanov, 19
State Historical Museum, 109012, Moscow, Red Square, 1
Institute of Geography of the RAS, 109017, Moscow, Staromonetny pereulok, 29, bd. 4
GEOSCAN SPC LLC, 119313, Moscow, Leninskiy pr., 95

Проблему современной археологии составляют исследования памятников, не выраженных на поверхности вследствие многовековой распашки. На примере геофизического изучения памятника Шекшово-9 (Суздальское Ополье) рассмотрено использование геофизических методов для картирования структуры некрополя. Основная идея — поиск и интерпретация археологических объектов в геофизических данных как неоднородностей по отношению к фоновым геологическим и почвенным структурам.

Ключевые слова: геофизика в археологии, электротомография, магниторазведка, Суздальское Ополье, геоархеология.

The problem of modern archeology is the study of monuments that are not expressed on the surface due to centuries of plowing. Using the example of a geophysical study of the Shekshovo 9 monument (Suzdal Opolie region), we consider the use of geophysical methods for mapping the structure of the necropolis. The main idea is to search and interpret archaeological objects in geophysical data as heterogeneities towards background geological and soil structures.

Key words: geophysics in archaeology, electrotomography, magnetic prospection, Suzdal Opolie region, geoarchaeology.

Введение. Геоархеологический подход подразумевает рассмотрение археологического памятника в контексте особенностей окружающего ландшафта, вмещающей геологической среды и ее физических свойств [Garrison, 2016; Siart, 2018; Goldberg, Macphail, 2006]. Этот контекст в разной степени определяет закономерности расположения памятника, его структуру, процессы формирования и свойства археологических отложений, их сохранность и изменения во времени.

Подобный подход в ряде случаев необходим при решении прикладных поисково-картировочных задач: при поиске отдельных археологических объектов и изучении их совокупности, составляющей структуру археологического памятника. В частности, данные геофизических методов ис-

следования или дистанционного зондирования допускают простую однозначную интерпретацию объекта или структуры только при условиях сильного контраста их физических свойств или характерной формы. Если эти условия не выполняются, выявление археологических объектов становится сложной интерпретационной задачей, так как данные неразрушающих методов исследования отражают совокупность геолого-почвенных и археологических неоднородностей; возможность их разделения становится проблематичной в связи с похожестью физических свойств и параметров археологических объектов и вмещающей среды.

Сочетания типов, характеристик археологических объектов и вмещающих геолого-почвенных обстановок приводят к разной результативности

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизических методов исследования земной коры докт. техн. н., профессор; e-mail: imodin@yandex.ru

² Институт археологии РАН, и. о. науч. с., канд. геол.-минер. н.; e-mail: seroh@mail.ru

³ Государственный Исторический музей, мл. науч. с.; Институт археологии РАН, и. о. науч. с.; e-mail: krasnikova.an@yandex.ru

⁴ Институт географии РАН, науч. с., канд. геогр. н.; e-mail: shorkunov@gmail.com

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, аспирант; e-mail: shevchenkov.a@yandex.ru

⁶ ООО «НПЦ Геоскан», вед. геофизик; e-mail: askobeleev.msu@gmail.com

геофизических методов решения археологических задач, необходимости изменения методики и подхода к исследованиям. Поэтому самостоятельную научную задачу представляет адаптация общей методологии археогеофизических исследований [David et al., 2008; Schmidt et al., 2015; Schmidt, 2009] для регионов с новыми типами почвенно-геологических условий и археологических памятников. Статья посвящена решению задачи для погребальных памятников Суздальского (Владимирского) Ополя X–XII вв. на примере некрополя Шекшово-9 [Макаров, 2019; Макаров и др., 2020].

Суздальское Ополе — регион европейской части России, отличающийся от окружающих территорий ландшафтом, природным и историческим развитием. Палеогеографические события в позднем плейстоцене и голоцене привели к образованию здесь покровных лёссовидных суглинков, палеокриогенных структур, формированию серых лесных почв с вторым гумусовым горизонтом. Эти факторы во многом определили сельскохозяйственный потенциал Суздальского Ополя и его роль как ядра славянской колонизации X–XII вв.

Важный источник информации о социально-экономических процессах периода колонизации — результаты археологических исследований некрополей [Макаров и др., 2014]. Анализ соотношения площадей поселений и известных погребальных памятников X–XII вв. в Суздальском Ополе позволяет предположить, что общее число и размеры значительной части некрополей остаются неизвестны [Макаров и др., 2009]. Это объясняется многовековой сельскохозяйственной деятельностью: в настоящее время на распаханых участках даже надземные части курганных насыпей не видны ни визуально, ни по данным микропоисемки.

В условиях Суздальского Ополя традиционные археологические методы позволяют обнаруживать поселения и изучать их структуру [Макаров и др., 2013], но оказываются малоэффективны при поиске некрополей. Даже в случае обнаружения некрополя картирование его структуры традиционными археологическими методами сейчас практически невозможно — объем раскопок и затраты на следующем этапе изучения памятника оказываются непропорциональны росту информации: определение места для новых раскопок затруднено, так как обычно нет однозначных предположений о структуре памятника, а приращение к старым раскопам дает однотипные объекты.

Методы дистанционного зондирования и геоморфологического анализа сокращают область поиска, но также не позволяют перейти к структуре памятника.

В качестве решения проблемы мы рассматриваем геофизические методы исследования, цель применения которых — в рамках выделенной

территории определить положение некрополя и его структуру (границы, внутренние неоднородности, отдельные объекты). Описываемые исследования — первый опыт геофизического изучения погребальных памятников Суздальского Ополя.

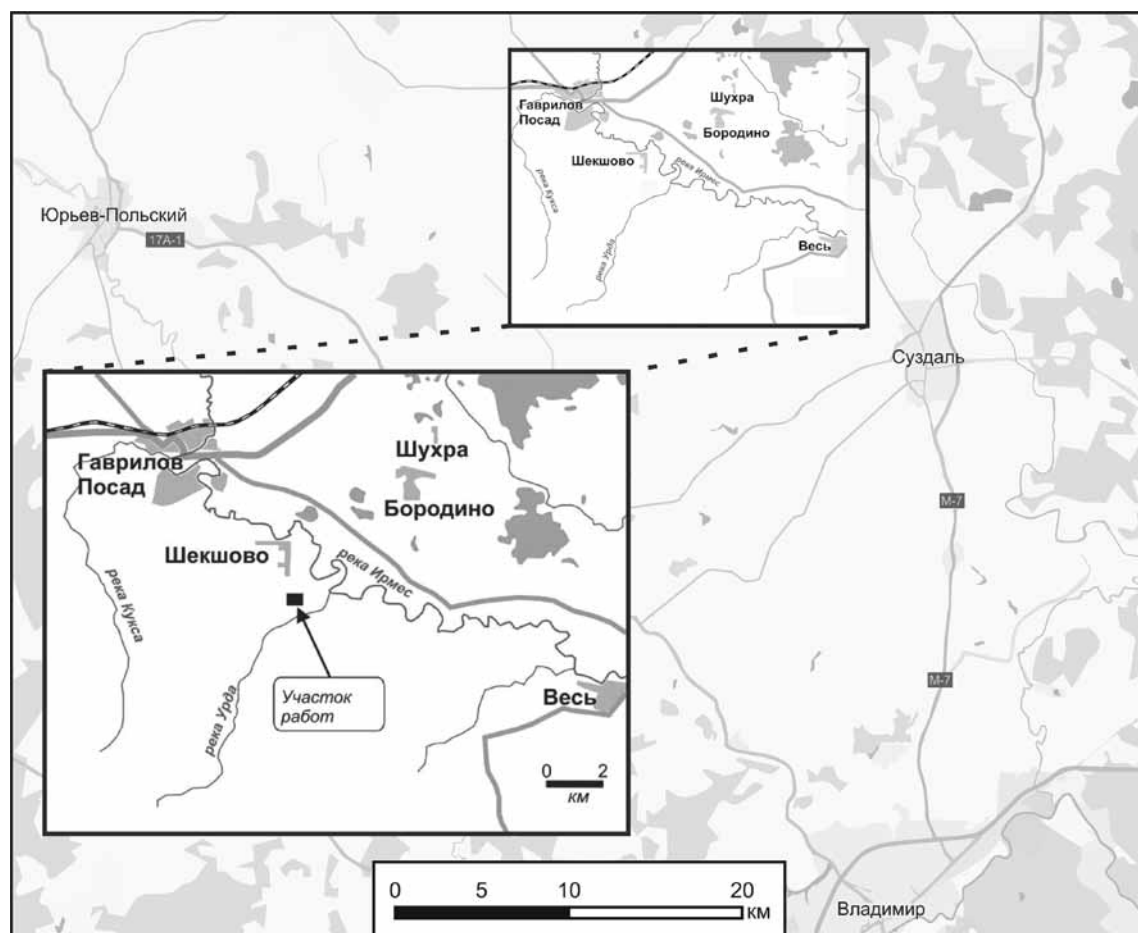
Достижение поставленной цели подразумевало решение двух задач. Первая задача заключалась в определении того, какие археологические объекты можно отличить от фоновых геологических неоднородностей с помощью геофизических методов. К осложняющим факторам относятся малая глубина залегания археологических объектов, сравнительно большая мощность пахотного слоя и слабый контраст физических свойств объектов и почв. Сельские погребальные памятники Ополя X–XII вв. не содержат каменных конструкций или значимого количества металлических объектов, что потенциально снижает эффективность геофизических методов и приводит к необходимости применять геoarхеологический подход для разделения археологических и фоновых почвенно-геологических аномалий. Вторая задача — на основании полученных результатов создать методику исследований, позволяющую решать конкретные археологические задачи по исследованию археологических памятников региона.

Объектом изучения был выбран некрополь Шекшово-9 [Макаров и др., 2013, 2017, 2020] — один из крупнейших сельских памятников округа Суздаль X–XII вв. (рис. 1). С 2013 г. Суздальская археологическая экспедиция Института археологии (ИА РАН) и Государственного исторического музея (ГИМ) совместно с сотрудниками геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова проводят комплексное изучение некрополя [Модин и др., 2014; Erokhin et al., 2015; Krasnikova et al., 2015, 2019]. Для средней полосы России проект не имеет аналогов с точки зрения сочетания объема детальных геофизических данных (площадь 7,5 га) и открытой раскопками площади (более 2800 м²) в рамках одного археологического памятника. В статье представлены достижения в решении поставленных задач, нерешенные проблемы и перспективы дальнейших исследований.

Геологическое строение, почвенные и антропогенные преобразования верхнего слоя района исследований. Строение и физические свойства верхней части разреза Суздальского Ополя существенно неоднородны. Рассмотрим основные характерные особенности строения участка исследований, влияющие на выбор методики геофизических исследований, и возможность обобщения полученных результатов.

Движение воздушных масс в перигляциальных криоксеротических условиях позднего плейстоцена способствовало перемещению крупной пыли и физической глины из задровых равнин на моренные плато, что привело к образованию на Восточно-Европейской платформе пояса полесий

Рис. 1. Местонахождение участка исследований



и ополей [Николаев, 2013], на севере которого находится Суздальское Ополье. Памятник Шекшово-9 расположен на севере его центральной части, на средне- и слаборасчлененной пологоволнистой равнинной поверхности Куксо-Ирмес-Урдинского междуречья (рис. 1).

В верхней части разреза участка исследований⁷ залегает пачка пылеватых суглинков мощностью 2,85–3,70 м, соответствующая контуру нерасчлененного комплекса отложений перигляциальных зон валдайского оледенения на Государственной геологической карте масштаба 1:200 000. Суглинки в верхних 0,85–1,30 м однородные, неслоистые, желто-бурые, вмещают поверхностные и срединные горизонты почв. Суглинки отнесены к поздневалдайскому субаэральному покровному чехлу и служат вмещающими отложениями для археологических объектов. Удельное электрическое сопротивление (УЭС) изменяется от 20 до 40 Ом·м⁸ (рис. 2). Ниже 0,85–1,30 м в суглинках прослеживается слоистость, контрастность слоистости увеличивается к подошве пачки. В контактной части с подстилающей пачкой наблюдается множество тонких слоев и линз тонко-мелкозернистого песка. Характерные значения УЭС пачки ниже 0,85–1,30 м составляют 10–20 Ом·м.

Ниже 2,85–3,70 м залегает пачка контрастно-слоистых разноразмерных гравийно-галечных песков мощностью 3–9 м, соответствующая выделу водно-ледниковых отложений поздних этапов деградации московского ледникового покрова на Государственной геологической карте масштаба 1:200 000. Пачка характеризуется повышенными значениями УЭС (рис. 2), определяя кривую приповерхностной части разреза как тип Н.

Верхний горизонт суглинков, представляющий собой основной объект геофизического изучения в рамках решаемой задачи, очень неоднороден. Это отражается в изменчивости УЭС и как следствие в сложности выделения археологических объектов. Причина и характер неоднородности верхнего слоя определяются особенностями его формирования и развития.

В первую очередь речь идет об исходной литологической неоднородности покровных лёссовидных суглинков за счет разной степени остаточной карбонатности, пылеватости и порозности, определивших разнообразие типов почвообразования. На территории исследуемого участка преобладают серые лесные почвы. Фрагментарно отмечено оподзоливание, имеющее разный генезис, как будет показано ниже.

⁷ Геологическое строение определено по результатам бурения в 2019 г.

⁸ Значения сопротивления определены по результатам 2D-инверсии.

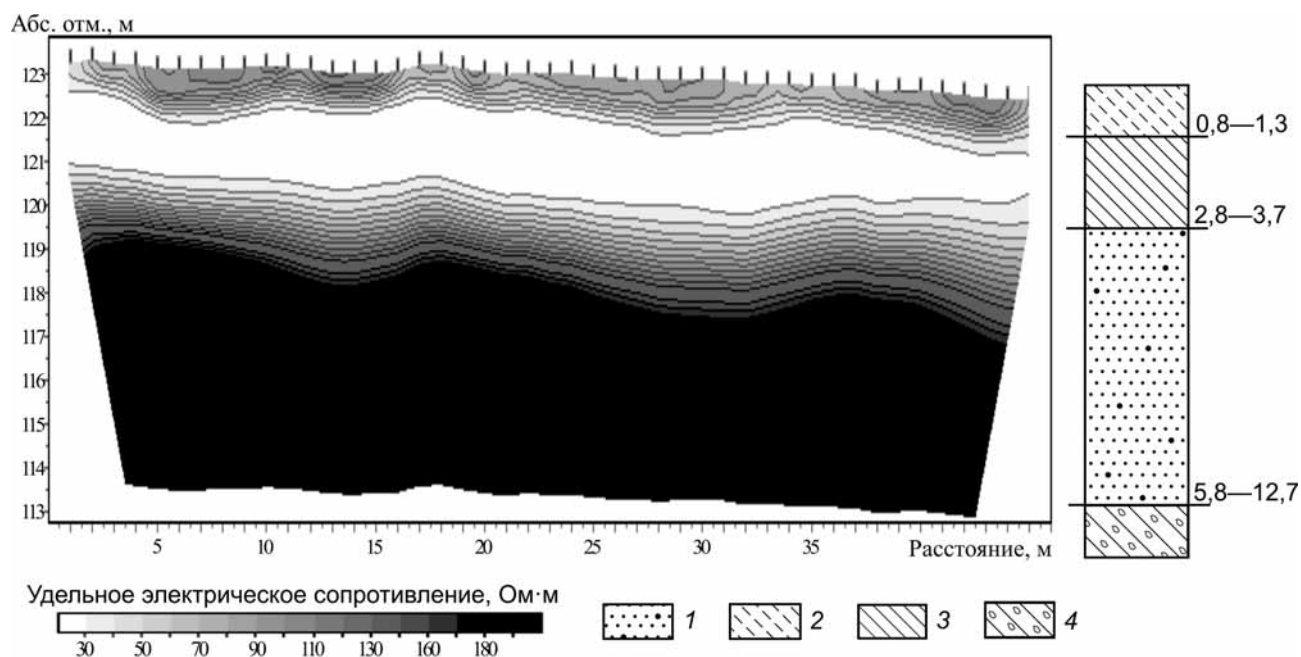


Рис. 2. Типичный геоэлектрический разрез участка исследования и сводная геологическая колонка по результатам буровых работ: 1 — гравийно-галечные пески; 2 — пылеватые суглинки неслоистые; 3 — пылеватые суглинки слоистые; 4 — щебнистые суглинки

Другая важная особенность строения верхней части разреза Суздальского Ополя — развитие в позднем валдае палеокриогенных комплексов [Velichko et al., 2006], в значительной степени определяющих современный ландшафт Ополя, структуру и функционирование его почвенного покрова, особенности сельскохозяйственного использования [Величко и др., 1996]. Наиболее крупные на территории исследования — полигонально-блочные структуры с диаметром блоков 25–30 м. Их отрицательные формы вмещают палеопочву — темноцветный «второй гумусовый горизонт» [Дмитриев и др., 2000], мощность которого составляет несколько десятков сантиметров.

Третий фактор, в огромной степени определяющий физические свойства почвенного покрова Суздальского Ополя, — активная сельскохозяйственная деятельность, которая не прекращается по меньшей мере с XII в. [Алешинская и др., 2008]. Длительная интенсивная распашка сnivelировала объекты некрополей и привела к изменению почвенной структуры: большая часть участка исследования представлена агрогенно-абрадированными почвами — агроземами, оставшаяся площадь — агрогенными типами текстурно-дифференцированных дерново-подзолистых, дерново-подзолисто-серых и темно-серых почв. Пахотный горизонт неоднороден по структуре и мощности. Мощность современного пахотного слоя изменяется от 25 до 40 см. В ходе археологических раскопок на некоторых участках выделяются старопашотные горизонты, древние пахотные борозды фиксируются до глубины 80 см от современной поверхности (в нижней части курганных ровиков).

Целевой тип неоднородностей верхнего слоя — археологические объекты некрополя. Ар-

хеологическая классификация погребальных объектов некрополя [Макаров и др., 2020] отражает особенности погребальной обрядности на разных этапах существования могильника. С точки зрения поисковой геофизической задачи объекты можно разделить на два типа: курганные площадки (основания курганов, на которых совершалось погребение, вслед за чем возводилась насыпь), окруженные ровиками, сплошными кольцевыми или состоящими из отдельных ям, и прочие локальные объекты (грунтовые захоронения, ямы антропогенного происхождения, но неясного назначения). Курганные площадки имеют округлую в плане форму, характерный диаметр — от 4 до 17 м, глубина ровиков от современной поверхности до дна варьирует от 0,3 до 1,05 м при ширине от 0,6 до 4 м. Часто ровики могут быть общими для соседних курганов. Перепад глубин в рамках одного ровика может быть значительным (составлять до 0,3 м). Под влиянием распашки может сохраняться не цельный ровик, а только его придонная часть, которая археологически может читаться только как место скопления массового материала, например, керамики *in situ* сразу на контакте пахотного слоя и материка [Красникова и др., 2020]. Характерный размер индивидуальных захоронений 1,7–3,0×0,8–1,2 м, максимальная глубина 0,8 м. Таким образом, глубина нижней границы объектов изменяется от 1 до 0 м, так как они могут быть полностью уничтожены распашкой. При рассмотрении Шекшово-9 и ряда других памятников Ополя необходимо также отметить наличие перекопов — результат археологических раскопок в XIX в. [Макаров и др., 2013].

Разнообразие неоднородностей верхнего слоя памятника требует разработки и применения гео-

физической методики, позволяющей проводить надежное расчленение верхней части разреза с точки зрения описанных типов аномальных объектов и их физических свойств.

Материалы и методы исследований. *Результаты предшествующих исследований и выбор методов исследования.* Выбор методов геофизических исследований археологических памятников определяется на основании постановки археологической задачи и совокупности информации о физических свойствах археологических объектов и вмещающей среды. Основная археологическая задача исследований — картирование курганов, окруженных ровиками, как наиболее крупных погребальных объектов X–XII вв., сохранившихся в распахиваемых зонах Суздальского Ополя. Разнообразие погребальных обрядов этого времени определило разнообразие типов погребальных памятников, изучение которых также представляет научный интерес, а их картирование — дополнительную задачу для геофизических методов.

Наши исследования — первый опыт геофизического изучения некрополей Суздальского Ополя. Это в значительной степени определило выбор более информативных, но менее производительных методов исследования, так как на начальном этапе не было информации о значении и контрастности физических свойств погребальных объектов.

Предшествующими геофизическими исследованиями поселений Суздальского Ополя X–XII вв. [Stumpel, 2007; Федорина и др., 2008; Федорина, 2012; Журбин, Федорина, 2017] установлены общие закономерности изменения физических свойств культурного слоя и показана возможность определения структуры поселений по геофизическим данным. Эти результаты важны в качестве отправной точки для построения методики исследования некрополей, но не могут быть перенесены автоматически, так как степень антропогенного изменения верхней части разреза поселений значительно выше, больше глубина некоторых объектов, другое заполнение археологических объектов.

На основании результатов описанных геофизических исследований и опыта изучения археологических памятников средней полосы России, в качестве методов исследования мы использовали электроразведку (на постоянном токе), магнито-разведку и георадиолокацию.

К преимуществам использования постоянного тока перед методами переменного тока в нашем случае относятся большая чувствительность к неоднородностям повышенного электрического сопротивления, возможность изменять детальность исследований верхней части разреза. Георадиолокация не добавила новой информации к данным других методов. Ее результаты здесь не рассматриваются, но применение этого метода

может заметно увеличить производительность съемки.

Основу комплекса составила псевдотрехмерная электротомография — система электротомографических измерений по параллельным профилям, позволяющая получать значения удельного электрического сопротивления в объеме среды, анализировать его распределение в плане и по глубине [Бобачев и др., 2006; Papadopoulos et al., 2006; Loke et al., 2013]. Псевдоэлектротомография-3D на постоянном токе использовалась в качестве основного метода по нескольким причинам.

Главная из них заключалась в перспективах интерпретации результатов с точки зрения геоархеологического подхода: в условиях средней полосы России описан опыт получения информации о всех структурах и процессах, определяющих строение верхней части разреза изучаемого региона. К ним относится решение археологических задач [Федорина, 2012], изучение структуры ледниковых отложений [Павлова, Шевнин, 2013], палеокриогенных структур [Ерохин и др., 2011], картирование неоднородностей почвенного покрова [Золотая и др., 2004], агрогенных трансформаций [Поздняков, Позднякова, 2004].

Кроме того, возможен переход от 2D-к 3D-инверсии, что может иметь большое значение для интерпретации сложных и слабоконтрастных структур [Yang, Lagmanson, 2006; Павлова, Шевнин, 2013].

Ключевая особенность электротомографических исследований — гибкость при построении системы наблюдений и возможность менять разрешающую способность в зависимости от решаемой задачи.

Методика исследований. Построение методики геофизических исследований в археологии — поиск оптимального компромисса между детальностью и площадью исследований. Не имеют практического смысла исследования, выявившие все объекты на площади, сопоставимой с площадью археологического раскопа. Интерес представляют технологии, позволяющие получать результаты в масштабе всего изучаемого памятника или его значительной части, что неизбежно приводит к уменьшению детальности. Допустимость уменьшения определяется археологической задачей [Красникова и др., 2020].

С точки зрения системы наблюдений, обработки и интерпретации данных были испробованы разные варианты методики электротомографии. Критерием эффективности служило качественное сравнение результатов интерпретации геофизических данных с результатами последующих археологических раскопок. Описание соответствия методик и решаемых задач приведены в таблице.

Здесь нами рассмотрены только результаты магниторазведки и электротомографии (ЭТ)

Применяемые электроразведочные методики и решаемые задачи

Электротомографическая методика		Археологическая задача (выделяемые объекты)	Почвенно-геологическая задача (картируемые объекты)
сеть (шаг между электродами × расстояние между профилями, м)	число поляризацій		
1 × 5	2	курганы, целые курганные ровики	полигонально-блочные структуры и фоновые неоднородности почвенного покрова
1 × 1	1	то же, фрагменты ровиков, ямы, глубокие (>25 см) грунтовые захоронения (≈25% от общего числа)	то же, локальные почвенные неоднородности, псевдоморфозы по повторно-жильным льдам
1 × 1	2	то же, более высокий процент грунтовых захоронений	—
0,5 × 1	1	то же, менее глубокие грунтовые захоронения	—
0,5 × 0,5	1 или 2	то же, более высокий процент грунтовых захоронений	—

для методики с шагом 1 м между электродами и 2D-инверсией данных. Электротомографические исследования проводили комбинированной трех-электродной установкой AMN+MNB, диапазон разносов АО от 1,5 до 7,5 м (7 разносов), что соответствует глубинности от 0,15–0,30 до 2,5 м. Для проведения измерений использована электротомографическая станция «Омега-48». Инверсия данных проводилась с помощью программы ZondRes2D [Каминский, 2014].

Магниторазведка выполнена с помощью аппаратуры «Geometrics G-858» в варианте измерений полного вектора магнитного поля по сети 0,2 × 1 м.

Изучение приповерхностных объектов методом электротомографии. Электротомография отличается от стандартных вертикальных электрических зондирований (ВЭЗ) сокращенным диапазоном разносов [Бобачев и др., 2006]. Сокращение касается, в том числе, малых разносов — они определяются шагом между электродами, который в ЭТ фиксирован из-за использования кос. Это приводит к тому, что при работе с шагом 1 м в условиях Суздальского Ополя размер приемной линии и минимальный разнос ($MN = 1$ м, $AB/2 = 1,5$ м) превышают глубину объектов поиска (до 0,8 м). Возможно ли в этой ситуации разделить приповерхностные и более глубинные объекты?

Результаты 2D-моделирования (ZondRes2D) показывают, что возможно. На рис. 3 представлены результаты решения прямой и обратной задачи для четырехслойной модели среды (пахотный слой, пылеватые покровные суглинки, пылеватые суглинки, гравийно-галечные пески) и двух локальных неоднородностей (псевдоморфоза по повторно-жильным льдам и курганный ровик). Геоэлектрический разрез по результатам инверсии отражает соотношение истинной глубины объектов.

Необходимо отметить, что в случае большого контраста значений электрического сопротивления приповерхностного объекта и вмещающего

слоя на геоэлектрическом разрезе по результатам инверсии возникает артефакт: под положительной аномалией сопротивления фиксируется ложная отрицательная аномалия (рис. 3, В; 23,5–26,5 м).

Таким образом, при контрастном заполнении ровики будут видны в результатах инверсии на разной глубине: как аномалия повышенного электрического сопротивления — на глубине, соответствующей истинной глубине ровиков, и как аномалия пониженного сопротивления на глубине, превышающей истинную глубину нижней границы ровиков.

Результаты исследований и их обсуждение.

В рамках исследования Шекшово-9 получена, в том числе, геофизическая информация о памятнике [Красникова и др., 2020; Макаров и др., 2020]. Рассмотрим ее геологическую и археологическую интерпретацию (соответственно, возможности выделения и разделения природных и антропогенных объектов).

В результате площадных геофизических исследований памятника Шекшово-9 получены два основных набора данных для последующей интерпретации: распределение удельного электрического сопротивления на нескольких значениях глубины по результатам инверсии (рис. 4, 5), а также карта аномалий модуля полного вектора магнитного поля (рис. 6).

Геологическая интерпретация. Серые лесные почвы, развитые по пороодообразующим покровным суглинкам, обладают пониженными значениями УЭС. Остальные структуры, выявленные по данным электроразведки, характеризуются повышенными УЭС. Эти структуры можно разделить на «региональные» и «локальные».

К первым относится повышение фонового значения в юго-западной части площади исследований (рис. 4). Эта область заболочена и не распаивается, высокое УЭС здесь частично определяется высоким сопротивлением воды вследствие застойного гидрорежима⁹. Повыше-

⁹ В мае 2019 г. электрическое сопротивление воды в р. Урда оставляло 16,5–17,5 Ом·м, в лужах на поле и дороге — 55–65 Ом·м, в описываемой заболоченной области — 140 Ом·м.

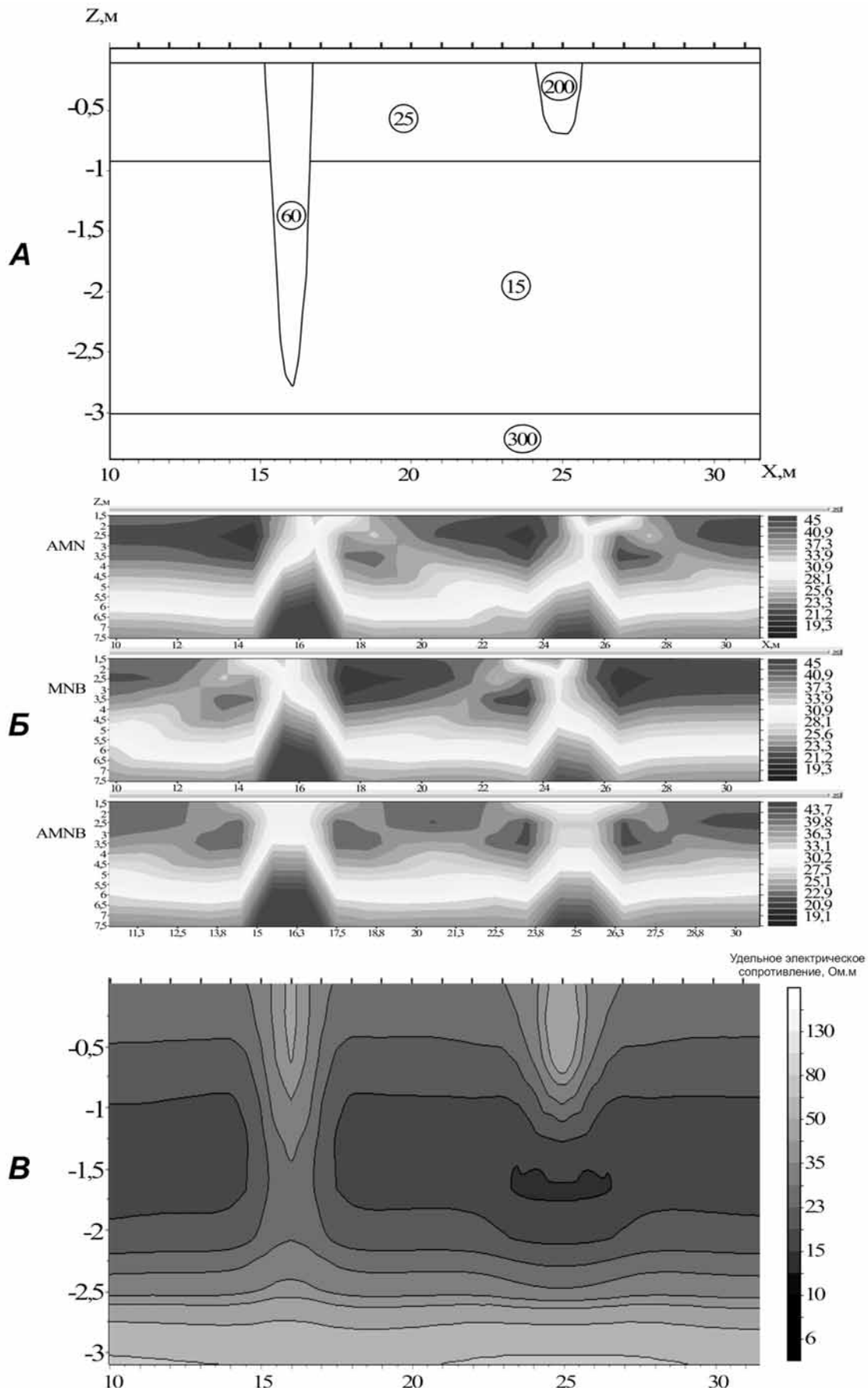


Рис. 3. Двумерное моделирование проявления на разрезах инверсии аномалий различной глубины для методики с шагом 1 м: А — геоэлектрическая модель среды (указаны значения УЭС); Б — псевдоразрезы кажущегося сопротивления для трехэлектродных установок Амн и mnВ и четырехэлектродной установки АмнВ; В — геоэлектрический разрез по результатам инверсии

Рис. 4. Распределение удельного электрического сопротивления на глубине ~0,45 м (стандартная методика, сеть 1×1 м, одна поляризация) по 2D-инверсии

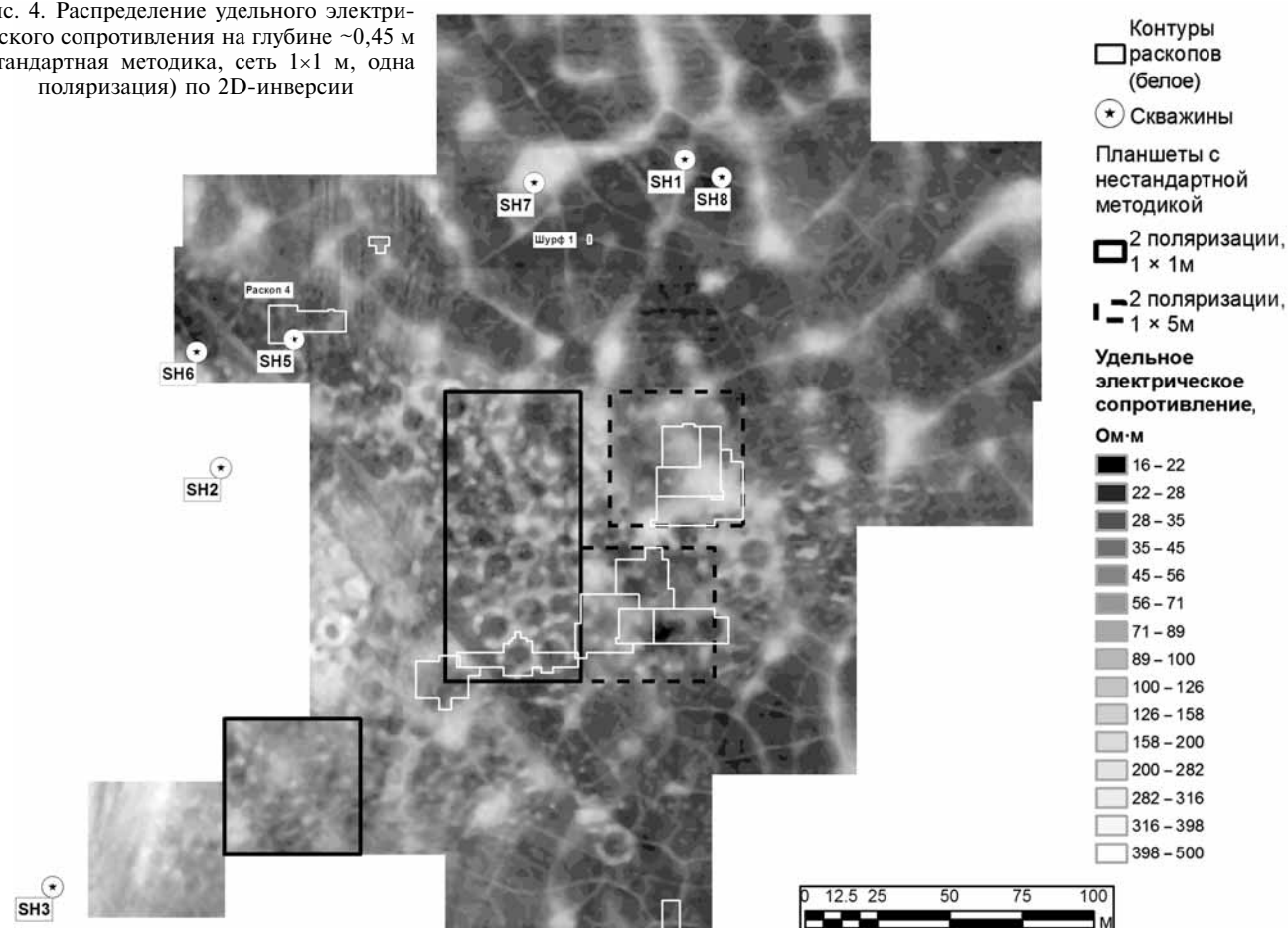
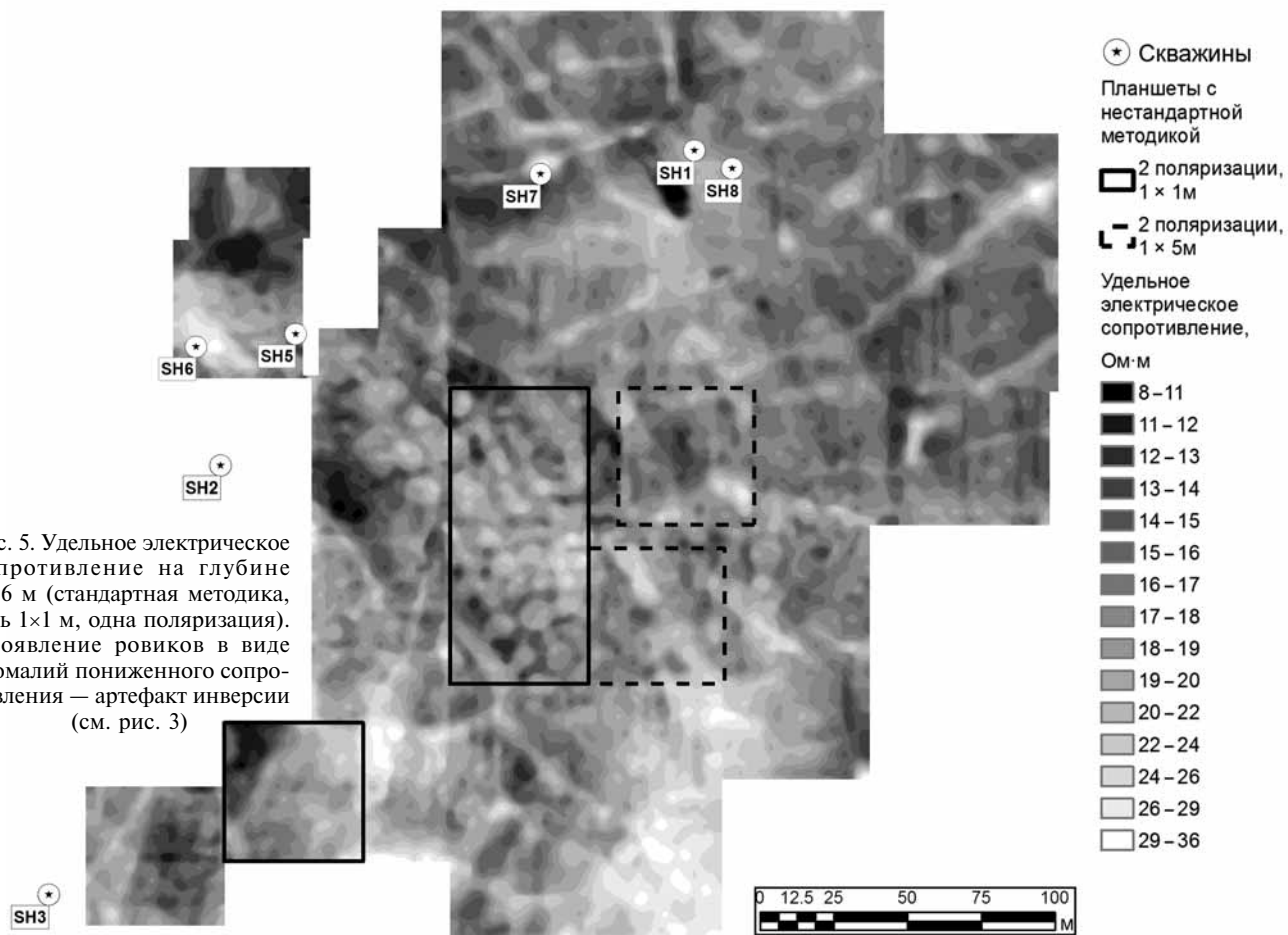


Рис. 5. Удельное электрическое сопротивление на глубине ~1,6 м (стандартная методика, сеть 1×1 м, одна поляризация). Проявление ровиков в виде аномалий пониженного сопротивления — артефакт инверсии (см. рис. 3)



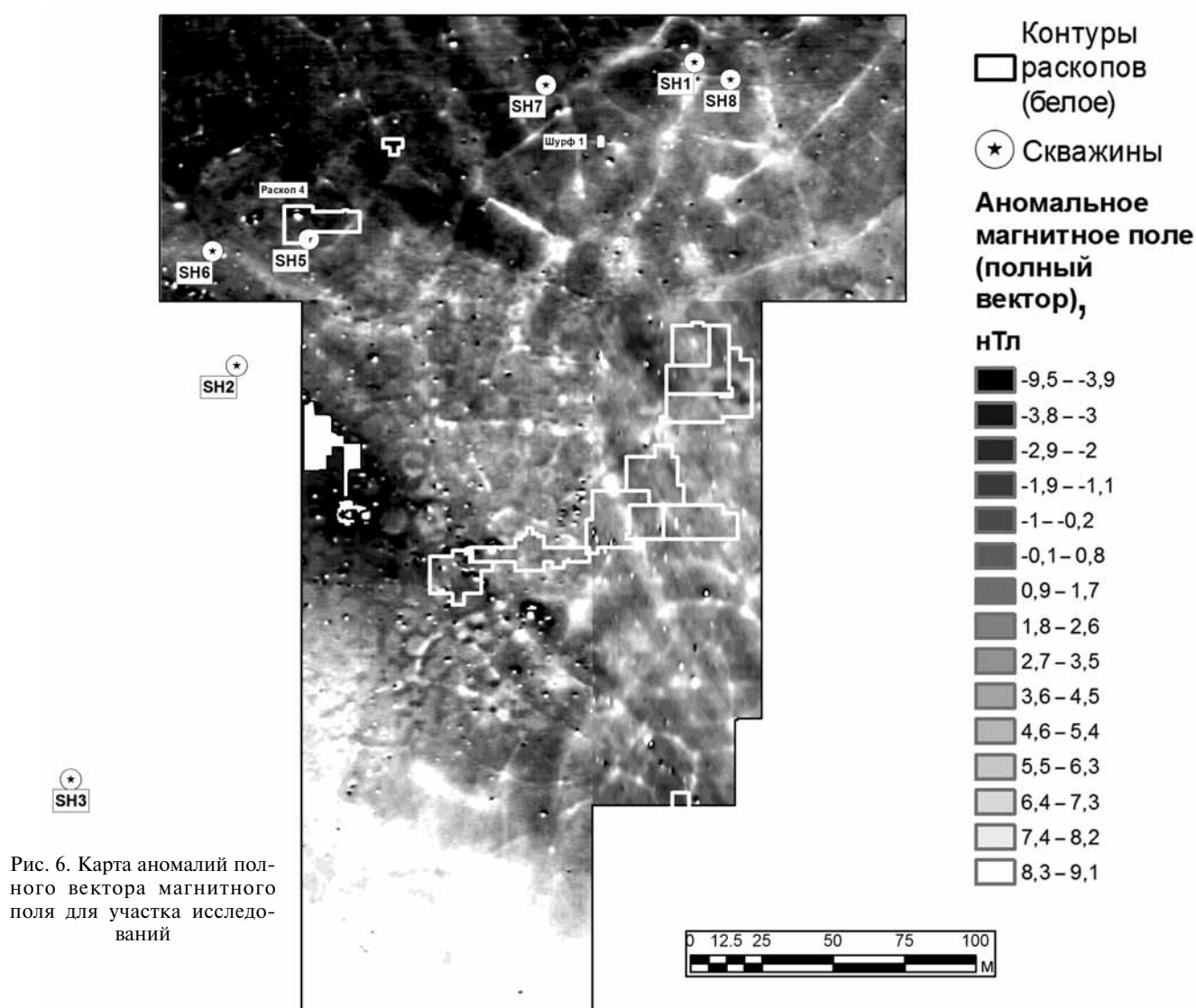


Рис. 6. Карта аномалий полного вектора магнитного поля для участка исследований

ние УЭС в юго-западной части в целом связано с переходом от серых лесных к оподзоленным почвам (по данным скважин SH2 и SH3) и меньшей степенью окультуривания. Подобное повышение согласуется с общей закономерностью [Поздняков, Позднякова, 2004, с. 12–15]. В магнитном поле описываемый переход отражается в повышении значений в юго-западной части (рис. 6). Увеличение магнитной восприимчивости оподзоленных почв отмечено в работе [Бабанин и др., 1995, с. 115], однако правомерность такой интерпретации требует дальнейших исследований.

Локальные геолого-почвенные неоднородности связаны с процессами палеокриогенеза. Наиболее крупные из них (рис. 7) соответствуют элементам ложбинно-западинного рельефа, уверенно картирующегося в регионе по данным дистанционного зондирования и интерпретируемого как результат денудационной и эрозионной трансформации систем псевдоморфоз по полигонально-жильным льдам [Величко и др., 1996]. На некоторых участках четко видны остатки таких

полигональных систем 1-го порядка. В раскопе 4 вскрыты приуроченные к западинам реликты палеопочв (см. ниже). Описанные палеокриогенные структуры неоднородны по физическим свойствам. Значения УЭС изменяются от 50 до 200 Ом·м и более (максимальные значения — в пересечениях границ полигонов), значения аномального магнитного поля составляют 5–10 нТл.

Данные электро- и магниторазведки также позволяют выделять палеокриогенные структуры 2-го порядка — псевдоморфозы по повторно-жильным льдам или первично-грунтовые заполнения жильных трещин. По сравнению со структурами 1-го порядка они характеризуются существенно меньшими размерами (ширина 1–1,5 м), значениями УЭС (до 60 Ом·м в узлах пересечения границ полигонов) и аномального магнитного поля (до 5 нТл). Одна из структур вскрыта шурфом 1, что подтверждает правильность их геофизической интерпретации.

Агрогенные почвенные изменения находят отражение в данных, полученных с помощью при-

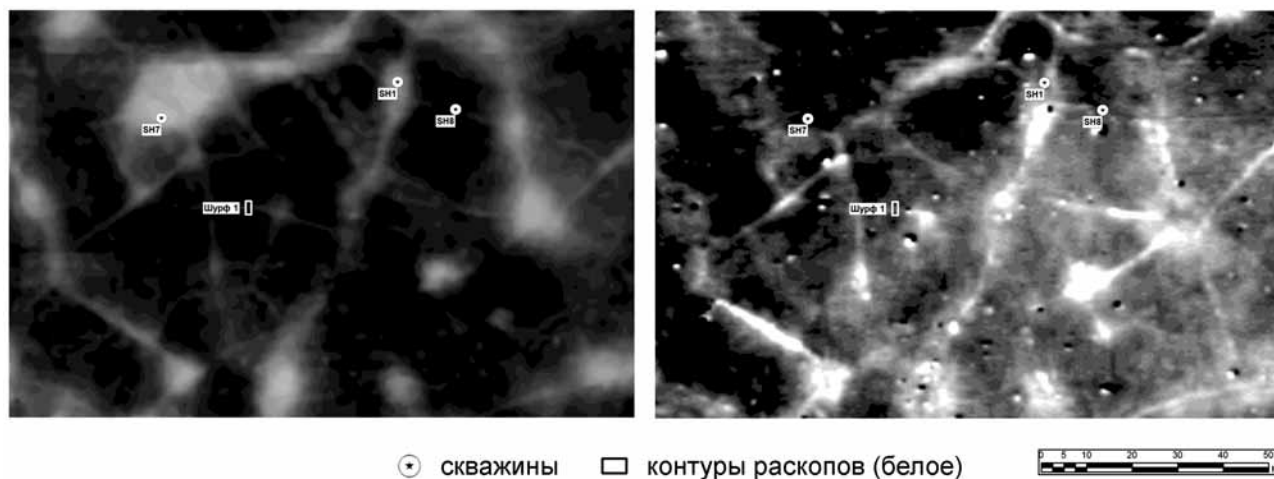


Рис. 7. Взаимоотношение палеокриогенных структур разного порядка в геофизических данных. Удельное электрическое сопротивление на глубине 0,45 м (слева) и аномальное магнитное поле (справа), шкалы соответствуют приведенным на рис. 4. Распределение удельного электрического сопротивления на глубине ~0,45 м (стандартная методика, сеть 1×1 м, одна поляризация) по 2D-инверсии

меняемых методов, в значительной степени они являются функцией геолого-почвенного строения участка и здесь отдельно не рассматриваются.

Археологическая интерпретация. До начала геофизических исследований некрополя Шекшово-9 было известно положение двух курганов, установленных раскопами, заложенными в зоне на основании распределения подъемного материала [Макаров и др., 2013].

Основной результат геофизических исследований — выделение с помощью электротомографической съемки серии кольцевых структур, по геометрическим параметрам отвечающих курганным ровикам (УЭС составляет 60–100 Ом·м). Последующая верификация археологическими раскопками показала, что по меньшей мере 12 из 14 структур, интерпретируемых археологически как курганные ровики или их остатки, четко видны как области повышенных значений электрического сопротивления. Пример сопоставления карты УЭС на глубине 0,45 м и результатов последующих археологических раскопок 2017 г. [Макаров и др., 2017] приведен на рис. 8. Таким образом, на основании результатов электротомографии выделено более 100 курганов, не выраженных на поверхности.

В виде слабых аномалий амплитудой до 2–3 нТл некоторые ровики отражаются в данных магниторазведки. Это говорит о возможности выделения отдельных объектов и разделения археологических и геолого-почвенных неоднородностей не только по форме аномалии, но и по амплитуде аномального магнитного поля.

Ровные кольцевые структуры хорошо сохранившихся ровиков — наиболее простой случай с точки зрения интерпретации, в отличие от картирования остатков ровиков и индивидуальных захоронений. Ровики в целом обладают большим УЭС, чем индивидуальные захоронения. Кроме

малого контраста УЭС, поиск последних при рядовой методике осложняется меньшими размерами (в пределах 1×2 м), сопоставимыми с плотностью сети наблюдений.

Интерпретация индивидуальных захоронений на данных рядовой съемки основана на выделении локальных неоднородностей на фоне геологических структур. Пример выделения захоронений в области полигональной структуры приведен на рис. 9. В случае индивидуальных захоронений критерием качества исследований является соответствие требуемому проценту выделенных объектов с точки зрения археологической задачи [Красникова и др., 2020].

Заключение. Важнейшим направлением дальнейших исследований должно стать развитие полученных методических результатов до полноценного инструмента, решающего археологические задачи в рассматриваемом регионе и, возможно, в других регионах со сходными почвенно-геологическими условиями и агрогенной трансформацией. Для этого необходимо применять разработанную методику на других памятниках и анализировать сопоставление данных геофизики с результатами археологических и почвенно-геологических исследований.

С точки зрения методики геофизических исследований необходимо изучать возможность перехода к более производительным методам: георадиолокации, электромагнитным методам и системам измерений на постоянном токе в движении.

Представляется перспективным анализ возможностей изменения систем обработки — переход от 2D- к 3D-инверсии данных и совместной инверсии результатов электротомографии и магниторазведки. Важно также развивать системы автоматической интерпретации данных, основная задача которых — снижение субъективности при выделении объектов.

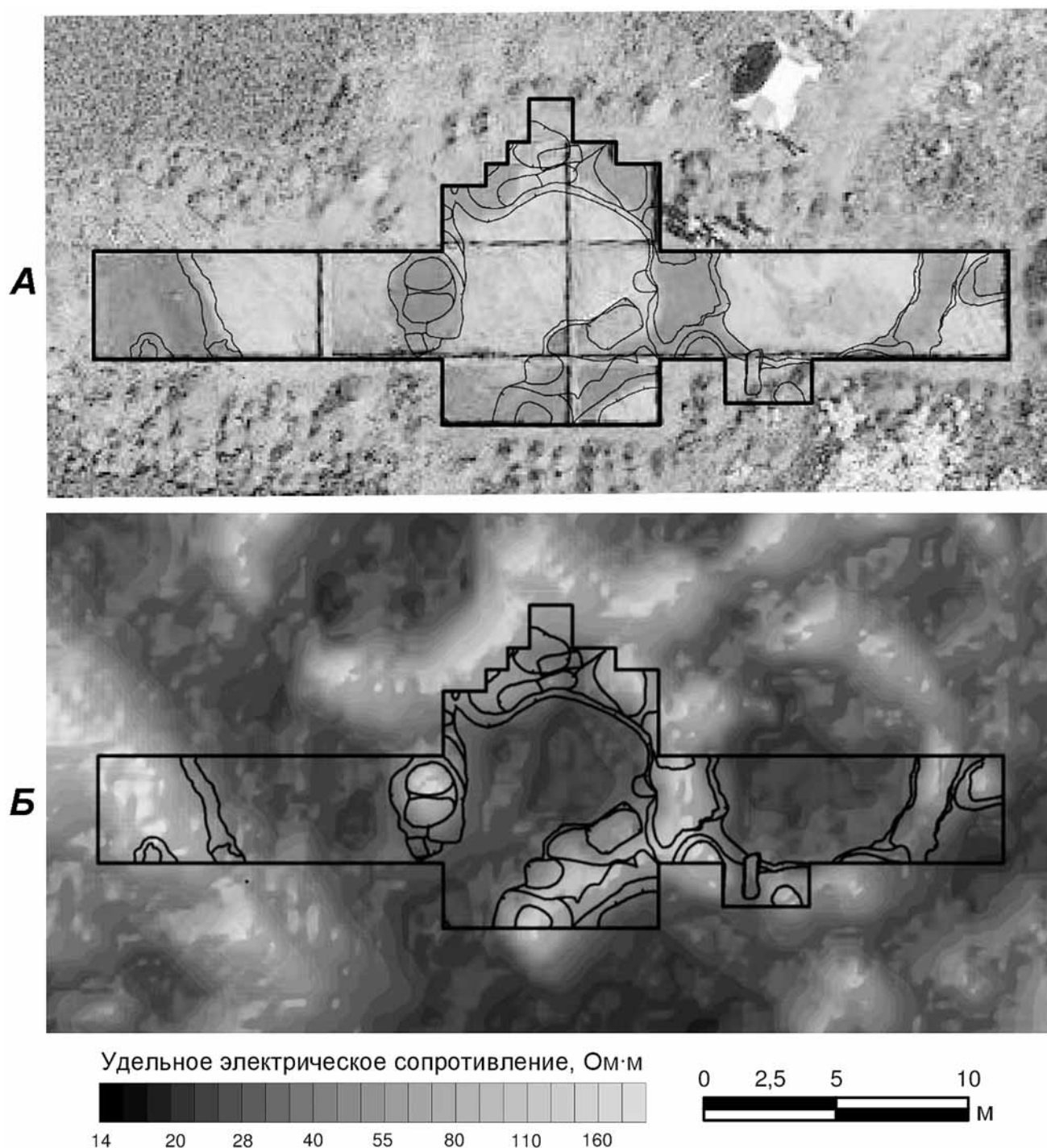


Рис. 8. Фото раскопа после снятия пахотного слоя (А) и контуры объектов (по результатам зачистки по материку), по [Макаров и др., 2017], и карта удельного электрического сопротивления на глубине около 0,45 м и контуры объектов (Б)

Представляется перспективным использование полученных геофизических данных как обучающих для построения схем интерпретации материалов дистанционного зондирования региона.

Результативность геофизических исследований при решении археологических задач зависит от соотношения физических свойств археологических объектов и вмещающей геологической среды. Несмотря на сложность вмещающей почвенно-геологической обстановки и слабый контраст физи-

ческих свойств, ряд невыраженных на поверхности археологических объектов некрополя Шекшово-9 отражается в геофизических данных.

В первую очередь к ним относятся неразрушенные курганные ровики. По округлой форме они легко выделяются в данных электроразведки и магниторазведки (меньшее число объектов). Правомерность интерпретации была подтверждена археологическими раскопками (как минимум 12 из 14 объектов — курганы, окруженные ровиками),

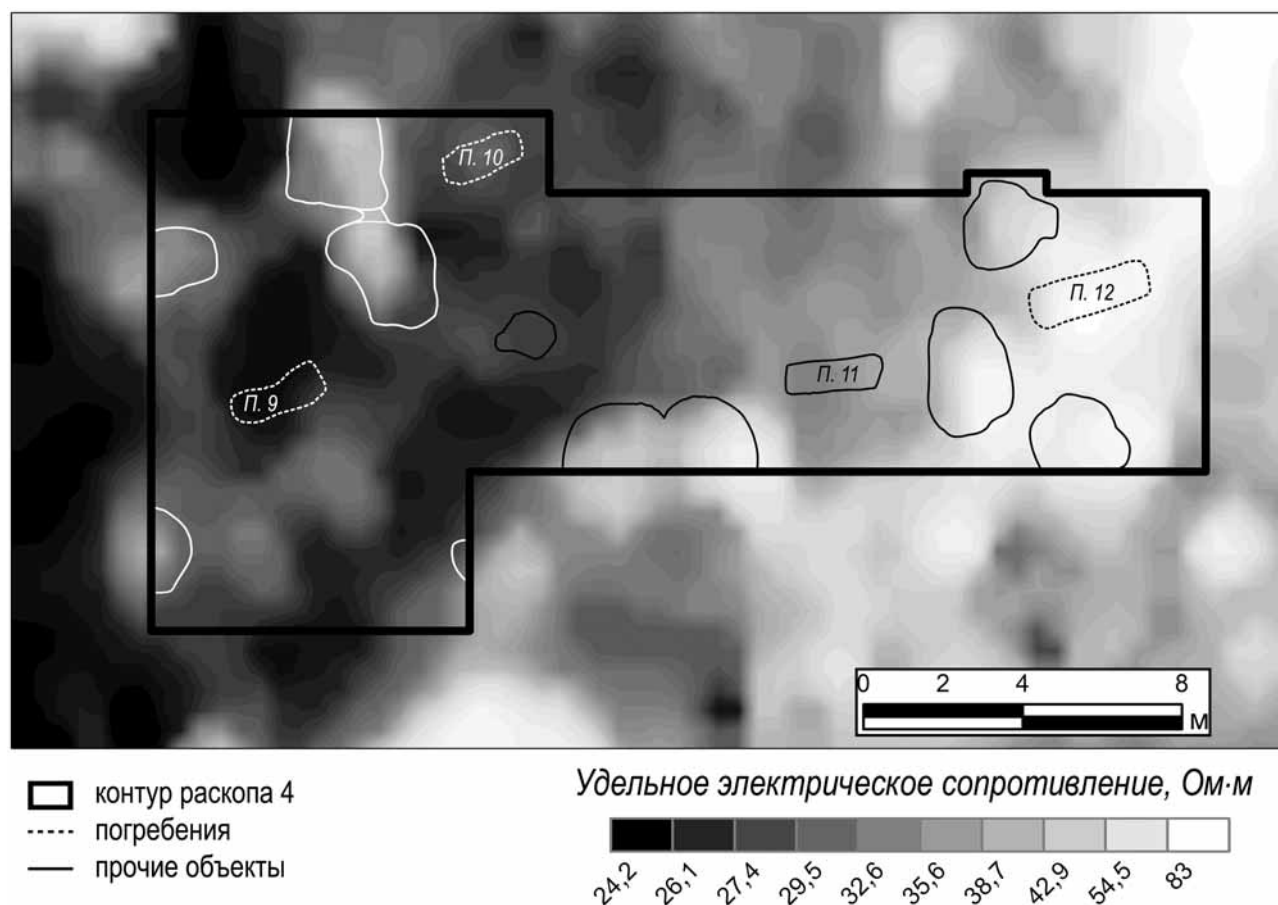


Рис. 9. Контуры объектов, выделенных в ходе археологических раскопок (раскоп 4, оставлены только крупные объекты), на карте электрического сопротивления на глубине ~0,40 м. Сплошным контуром показаны остатки курганных ровиков, пунктиром — границы погребений. Граница палеокриогенного полигона (аномалия повышенного сопротивления) пересекает восточную часть раскопа в направлении юго-запад — северо-восток

что позволило восстановить структуру невыраженной в современной поверхности курганный части некрополя Шекшово-9.

Данные электротомографии позволяют с разной достоверностью картировать археологические объекты с неправильной формой (локальные) — остатки курганных ровиков, маркирующих несохранившиеся до настоящего времени насыпи, одиночные грунтовые погребения, отдельные ямы антропогенного происхождения, но неясного назначения. Основа для их выделения — интерпретация детальных геофизических данных с точки зрения выявления археологических структур как неоднородностей вмещающего геологического и почвенного разреза. Их выделение проводится на основании априорной археологической, геологической, почвоведческой информации и геофизического комплексирования

электроразведки и магниторазведки. Верификация полученных результатов с помощью археологических раскопок и бурения показала практическую эффективность предложенного подхода для решения археологических задач, что в будущем позволит данным, полученным с помощью неразрушающих методов, стать полноценным источником археологической информации.

Благодарности. Авторы выражают благодарность принимавшим участие в полевых геофизических исследованиях, обработке данных и интерпретации А.А. Пелевину, С.А. Акуленко, А.М. Павловой, Т.В. Топилиной, А.Ю. Паленову, П.С. Толстову.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке гранта Российского научного фонда (проект № 19-18-00538).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алешинская А.С., Кочанова М.Д., Макаров Н.А., Спиридонова Е.А. Становление аграрного ландшафта Суздальского Ополья в Средневековье (по данным археологических и палеоботанических исследований) // Росс. археол. 2008. № 1. С. 35–47.
- Бабанин В.Ф., Трухин В.И., Карпачевский Л.О. и др. Магнетизм почв. М.: Изд-во ЯГТУ, 1995.

- Бобачев А.А., Горбунов А.А., Модин И.Н., Шевнин В.А. Электротомография методом сопротивлений и вызванной поляризации // Приборы и системы разведочной геофизики. 2006. № 2. С. 14–17.

- Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Порожнякова О.М. Палеокриогенез, почвенный покров и земледелие. М.: Наука, 1996.

- Дмитриев Е.А., Липатов Д.Н., Милановский Е.Ю. Содержание гумуса и проблема вторых гумусовых горизонтов в серых лесных почвах Владимирского Ополя // Почвоведение. 2000. № 7. С. 6–15.
- Ерохин С.А., Модин И.Н., Паленов А.Ю., Шевнин В.А. Картирование реликтовых полигональных структур с помощью геофизических методов // Инж. изыскания. 2011. № 11. С. 30–34.
- Журбин И.В., Федорина А.Н. Комплексные геофизические исследования поселений Суздальского Ополя // Археология, этнография и антропология Евразии. 2017. Т. 45, № 2. С. 62–70.
- Золотая Л.А., Калишева М.В., Хмелевской В.К. Возможности геофизических методов при изучении состава и структуры почвенного покрова // Разведка и охрана недр. 2004. № 5. С. 47–50.
- Каминский А.Е. ZondRes2D. Программа двумерной интерпретации данных метода сопротивлений и вызванной поляризации (в полигональном исполнении), 2014, URL: <http://zond-geo.com/software/resistivity-imaging-ves/zondres2d/> (дата обращения: 22.03.2020).
- Красникова А.М., Ерохин С.А., Модин И.Н. и др. Проблема поиска грунтовых погребений в Суздальском Ополе // Краткие сообщения Ин-та археологии РАН. 2020. Вып. 259. С. 30–48.
- Макаров Н.А. У колыбели Северо-Восточной Руси // Природа. 2019. № 1. С. 78–87.
- Макаров Н.А., Зайцева И.Е., Красникова А.М., Угулава Н.Д. Исследование могильника Шекшово в Суздальском Ополе в 2016–2017 // Археология Владимиро-Суздальской земли: Мат-лы науч. семинара. 2017. Т. 7, С. 7–18.
- Макаров Н.А., Красникова А.М., Зайцева И.Е. Средневековый могильник Шекшово в Суздальском Ополе: спустя 160 лет после раскопок А.С. Уварова // Краткие сообщения Ин-та археологии РАН. 2013. № 230. С. 219–233.
- Макаров Н.А., Красникова А.М., Зайцева И.Е. Новые исследования средневековых могильников Суздальской земли // Вестн. Росс. гуманитарного науч. фонда. 2014. Т. 74, № 1. С. 156–177.
- Макаров Н.А., Красникова А.М., Зайцева И.Е., Добровольская М.В. Средневековый могильник Шекшово: «Владимирские курганы» в свете новых исследований // Росс. археология. 2020. (В печати).
- Макаров Н.А., Красникова А.М., Карпунин А.А. Курганные могильники Суздальской округи в контексте изучения средневекового расселения и погребальных традиций // Великий Новгород и средневековая Русь: Сб. ст.: К 80-летию акад. В.Л. Янина. М.: Памятники исторической мысли, 2009. С. 432–454.
- Макаров Н.А., Федорина А.Н., Шполянский С.В. Земля и город: средневековые селища в округе Владимира-Клязьме // Росс. археология. 2013. № 4. С. 64–80.
- Модин И.Н., Ерохин С.А., Павлова А.М. Изучение древнерусских курганов с помощью трехмерной электрической томографии и георадиолокации // Engineering Geophysics 2014. EAGE 2014. С. 1–4.
- Николаев В.А. Парагенезис полесий-ополей центральной России // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2013. № 5. С. 45–49.
- Павлова А.М., Шевнин В.А. 3D-электротомография при исследовании ледниковых отложений // Геофизика. 2013. № 6. С. 32–37.
- Поздняков А.И., Позднякова А.Д. Электрофизика почв. М.; Дмитров: Изд-во МГУ, 2004.
- Федорина А.Н. Средневековые сельские поселения Суздальской земли по данным археологии и геофизики (исследования 2008 г.) // Краткие сообщения Ин-та археологии РАН. 2012. № 226. С. 77–87.
- Федорина А.Н., Красникова А.М., Меснянкина С.В. Локализация и исследование жилых и хозяйственных сооружений на селищах Весь-5 и Шекшово-2 с использованием методов геофизики и археологии // Археология Владимиро-Суздальской земли. 2008. № 2. С. 23–35.
- David A., Linford N., Linford P. Geophysical survey in archaeological field evaluation. Swindon: English Heritage, 2008.
- Erokhin S.A., Modin I.N., Pavlova A.M. 3D electrical resistivity imaging and GPR to re-explore ancient mounds near Suzdal in Russia // Archaeol. Polona. 2015, Vol. 53. P. 448–452.
- Garrison E. Techniques in archaeological geology. Berlin: Springer, 2016.
- Goldberg P., Macphail R.I. Practical and theoretical geoarchaeology. Oxford: Blackwell Science Ltd, 2006.
- Krasnikova A., Erokhin S., Medvedev A. et al. In search of invisible burial mounds on the Lands of North-Eastern Rus' // 25th EAA Annual Meeting (Bern, 2019). Abstr. Book. Bern, 2019.
- Krasnikova A., Fedorina A., Erokhin S. et al. Shekshovo burial site: a case of geophysics' investigation of medieval cemetery. Barcelona, European Association of Archaeologists, 2018. 765 p.
- Loke M.H., Chambers J.E., Rucker D.F. et al. Recent developments in the direct-current geoelectrical imaging method // J. Appl. Geophys., 2013. N 95. P. 135–156.
- Papadopoulos N.G., Tsourlos P., Tsokas G.N., Sarris A., Two-dimensional and three-dimensional resistivity imaging in archaeological site investigation // Archaeol. Prosp. 2006. Vol. 13, N 3. P. 163–181.
- Schmidt A. Electrical and magnetic methods in archaeological prospection // Seeing the Unseen. Geophysics and Landscape Archaeology. London: Taylor, Francis Group., 2009. P. 67–81.
- Schmidt A., Linford P., Linford N. et al. EAC guidelines for the use of geophysics in archaeology: Questions to Ask and Points to Consider. Namur: Europae Archaeologia Consilium (EAC), 2015.
- Siart C. Digital geoarchaeology // New Techniques for Interdisciplinary Human-Environmental Res. Switzerland: Springer International Publishing AG, 2018.
- Stumpel H. Geophysical Prospection in Suzdal — Russia. Kiel: Inst. Geosci., 2007.
- Velichko A.A., Morozova T.D., Nechaev V.P. et al. Loess/paleosol/cryogenic formation and structure near the northern limit of loess deposition, East European Plain, Russia // Quatern. Intern. 2006. N 152–153. P. 14–30.
- Yang X., Lagmanson M. Comparison of 2D and 3D electrical resistivity imaging methods. comparison of 2d and 3d electrical resistivity imaging methods // Symp. on the application of geophysics to engineering and environmental problems. 2006. P. 585–594.

Поступила в редакцию 23.05.2020

Поступила с доработки 30.06.2020

Принята к публикации 12.10.2020

УДК 551.793:551.89

С.С. Попов¹, Г.Н. Шилова², А.О. Хотылев³

ОБЛАСТЬ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЛЁССОВ ЮЖНОГО УРАЛА

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Представлены результаты комплексных исследований лёссовидных образований, распространенных в пределах дренажных бассейнов рек Ай и Юрюзань (Южный Урал). Лёссовидные комплексы приурочены к уровню 3-й надпойменной террасы. Литологический состав, структурно-текстурные особенности указывают на формирование их в условиях долинных фанов, планированных под уровень 3-й надпойменной террасы. Полученные спорово-пыльцевые спектры указывают на формирование отложений в среднем неоплейстоцене в эпохи одицовского межледникового и московского оледенения.

Ключевые слова: Южный Урал, четвертичные отложения, средний неоплейстоцен, лёссы, палинология, условия формирования.

The report presents the results of comprehensive studies of loess-like formations that are common within drainage basins of Ay and Yuruzan rivers (South Urals). Loess complexes associated with the third fluvial terrace. The lithological composition, structural and textural features indicate that the loess were formed like the part of alluvial fans, planned under the third fluvial terrace. The obtained palynological data indicate the formation of deposits in the Middle Pleistocene during the Odintsovo interglacial and Moscow glaciation.

Key words: South Urals, Quaternary deposits, Middle Neopleistocene, loess, palynology, forming conditions.

Введение. Лёссы и лёссовидные породы, распространенные на территории дренажных бассейнов двух крупнейших притоков р. Уфа — рек Ай и Юрюзань, до сих пор не получили должного внимания среди исследователей, но изученные образования — важный компонент, необходимый для восстановления плейстоценового этапа развития региона.

На сегодняшний день остаются не до конца разрешенными вопросы о генезисе лёссовых толщ [Болиховская, 1995], а также, применительно к конкретной теме, — возраст формирования лёссов.

Спорово-пыльцевой анализ вместе со структурными и литологическими исследованиями позволяет ответить на поставленные вопросы. Геоморфологическое положение лёссовидных комплексов, литологический состав, а также текстурно-структурные особенности отложений позволяют установить условия и механизмы их формирования. Восстановление спорово-пыльцевых спектров для разных уровней лёссовидных отложений, а также изучение их эволюции дает представление об изменении климата, а сопоставление с региональными шкалами — относительный возраст отложений, особенно, учитывая, что локальные климатические характеристики в

той или иной степени отражают глобальный климатический фон, а последовательность сукцессии растительного покрова для каждого межледникового однообразна в широких региональных рамках [Kukla et al., 2002; Tzedakis, 2003].

В связи с большим числом определений термина «лёсс», связанного, безусловно, с многообразием свойств самих пород, а также со специализацией исследователей, их изучающих, необходимо указать, в каком качестве употребляется термин в статье. Под терминами «лёсс» и «лёссовидная порода» мы подразумеваем определения, предложенные Н.И. Кригером: «*Лёссом называется алевроит светло-желтой окраски с общей пористостью 40–55%, с видимыми невооруженным глазом канальцами, неслоистый, известковистый (но не цементированный до состояния полускальной породы), более или менее микроагрегированный, склонный обваливаться вертикальными глыбами, залегающий плащом (в том числе нередко на высших точках водоразделов), обычно мощностью не менее нескольких метров. Характерным свойством лёсса является однородность механического состава в разрезе на разных глубинах и в плане на разных участках. Весьма редко прослой галечников и песков, а также*

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, ассистент; e-mail: sspopovgeol@gmail.com

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, канд. геол.-минер. н.; e-mail:

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, ассистент, канд. геол.-минер. н.; e-mail: akhotylev@gmail.com

отдельные включения валунов и галек. Характерными, но не обязательными свойствами лёсса являются случаи переслаивания его с погребенными почвами, а также включения раковин наземных моллюсков и известковистых журавчиков (последние в одиночку или прослоями). Все породы, морфологически напоминающие лёсс, но не имеющие полного комплекса вышеуказанных признаков, называются лёссовидными.» [Кригер, 1965, с. 27].

Поскольку мы не проводили исчерпывающие исследования (измерение пористости, гранулометрического состава, механических свойств пород и т.д.), необходимых для легитимного использования термина «лёсс» по отношению к ним, все породы в статье терминологически корректнее называть лёссовидными, хотя, по нашему мнению, многие из них, без сомнения, являются лёссами.

По литературным данным лёссовые отложения на территории Южного Урала выделяются в Айско-Юрюзанском и Сакмарском районах Предуральской структурно-формационной области. Эти отложения также считаются отличительной чертой строения рассматриваемого таксона [Князев и др., 2013ф], однако они до сих пор не изучены.

Район проведения работ. Работы проводились в Салаватском районе Республики Башкортостан и Катав-Ивановском районе Челябинской области. Изученные разрезы приурочены к долинам рек Ай и Юрюзань и расположены вблизи населенных пунктов Старая Пристань, Еланлино, Лагерево, Новые Турналы, Ахунова и Усть-Катав. В долине р. Ай представительные разрезы были изучены на участке дер. Старая Пристань — с. Лаклы — с. Новые Турналы (участок дер. Старая Пристань — с. Лаклы соответствует горному обрамлению речной долины, а в районе с. Лаклы горное окружение сменяется равнинным).

В геоморфологическом отношении район приурочен к западному склону Южного Урала, а именно к области смены горных сооружений предгорными равнинами. В структурно-тектоническом отношении исследованные разрезы расположены в Западно-Уральской мегазоне внешней складчатости и Предуральском краевом прогибе [Абрамова и др., 2002] (рис. 1, табл. 1).

Материалы и методы исследования. Геоморфологическая позиция и особенности строения лёссовидных толщ. Лёссовидные образования, распространённые в пределах дренажных бассейнов рек Ай и Юрюзань, преимущественно связаны с 3-й надпойменной (исетской) террасой, возвышающейся над урезом воды на 12–16 м, реликты которой сохранились фрагментарно. Площадки этого уровня обычно ровные, иногда покрыты сетью небольших эрозионных ложбин и болотных понижений. На них расположены многие населенные пункты: с. Ургала, дер. Хайбатово (находятся на востоке от изученной территории), с. Нов. Турналы. Породы этого комплекса ха-

рактеризуются легкой размываемостью и одновременно способностью держать многометровые вертикальные уступы.

Наиболее представительные обнажения лёссовидных пород приурочены к долинам крупных рек и их притокам. Как правило, они локализованы в устьевых частях древних эрозионных ложбин, в настоящее время относительно слабо выраженных в рельефе. В целом это отложения дельт древних притоков р. Ай, которые были планированы под уровень 3-й террасы реки, и от них в настоящее время сохранились только узкие фрагменты в бровках очень крутых припойменных уступов.

Всего изучено 20 разрезов в 10 точках наблюдения, в строении которых присутствовали лёссовидные отложения (рис. 2, 3). Для отложений семи наиболее представительных разрезов выполнен палинологический анализ.

Результаты исследований и их обсуждение.

Разрезы реки Ай. Первые обнажения лёссовидных пород описаны нами в овраге на северо-западной окраине с. Еланлино (разрез 1), где в правом борту одноименной реки, в месте сочленения широкой поверхности 1-й надпойменной террасы, занятой сельскохозяйственными угодьями, и более высокой структурной поверхности вскрыта толща покровных лёссовидных пород. Максимальная мощность описанных здесь отложений не превышает 4 м, а в нижних частях преобладающих лёссовидных суглинков появляются маломощные песчано-глинистые линзы и прослои (рис. 2). Превышение точки заложения оврага на склоне над современным урезом воды в р. Ай составляет 16 м. До конца не ясно, выполняют ли лёссовидные породы всю высокую поверхность или же «прислонены» к ней и лишь составляют ее обрамление.

В 4 км на юго-запад от первого обнажения и в 300 м на север от окраины с. Лаклы, в левом борту долины р. Ай (разрез 2) находится следующее обнажение лёссовидных пород. Крутой расщелиной вскрыта многометровая, хорошо обнаженная пачка элювиированных флишоидов алевролит-аргиллитового состава, образующих наклонную складку, на которой залегают бежевые суглинки с обильными включениями кластитов, тонких песчано-глинистых прослоев и со слабо выраженной вертикальной отдельностью; вверх по разрезу количество кластитов планомерно уменьшается и последние 3 м обнажения представлены лёссовидными суглинками и супесями с прекрасно выраженной бастийной отдельностью (рис. 2). Эта последовательность пород интерпретируется нами как древний конус выноса. Подобное предположение подтверждается конусовидной морфологией площадки, на которой заложен разрез. Положение бровки обнажения над урезом воды в р. Ай составляет 15 м.

Присутствие значительного количества несортированных и часто не структурированных

Таблица 1

Координаты точек наблюдений

Номер точки наблюдения	Широта	Долгота	Номер точки наблюдения	Широта	Долгота	Номер точки наблюдения	Широта	Долгота
1	55°14'6,9"	58°35'27,7"	5	55°20'19"	58°17'17,4"	9	54°53'53,7"	58°7'50,8"
2	55°12'39,1"	58°32'32"	6	55°21'8"	58°16'41,6"	10	55°19'37"	58°4'0,5"
3	55°14'31,1"	58°27'34,4"	7	55°21'2"	58°16'36,8"			
4	55°20'26"	58°20'19,1"	8	55°13'27,7"	58°54'9,8"			

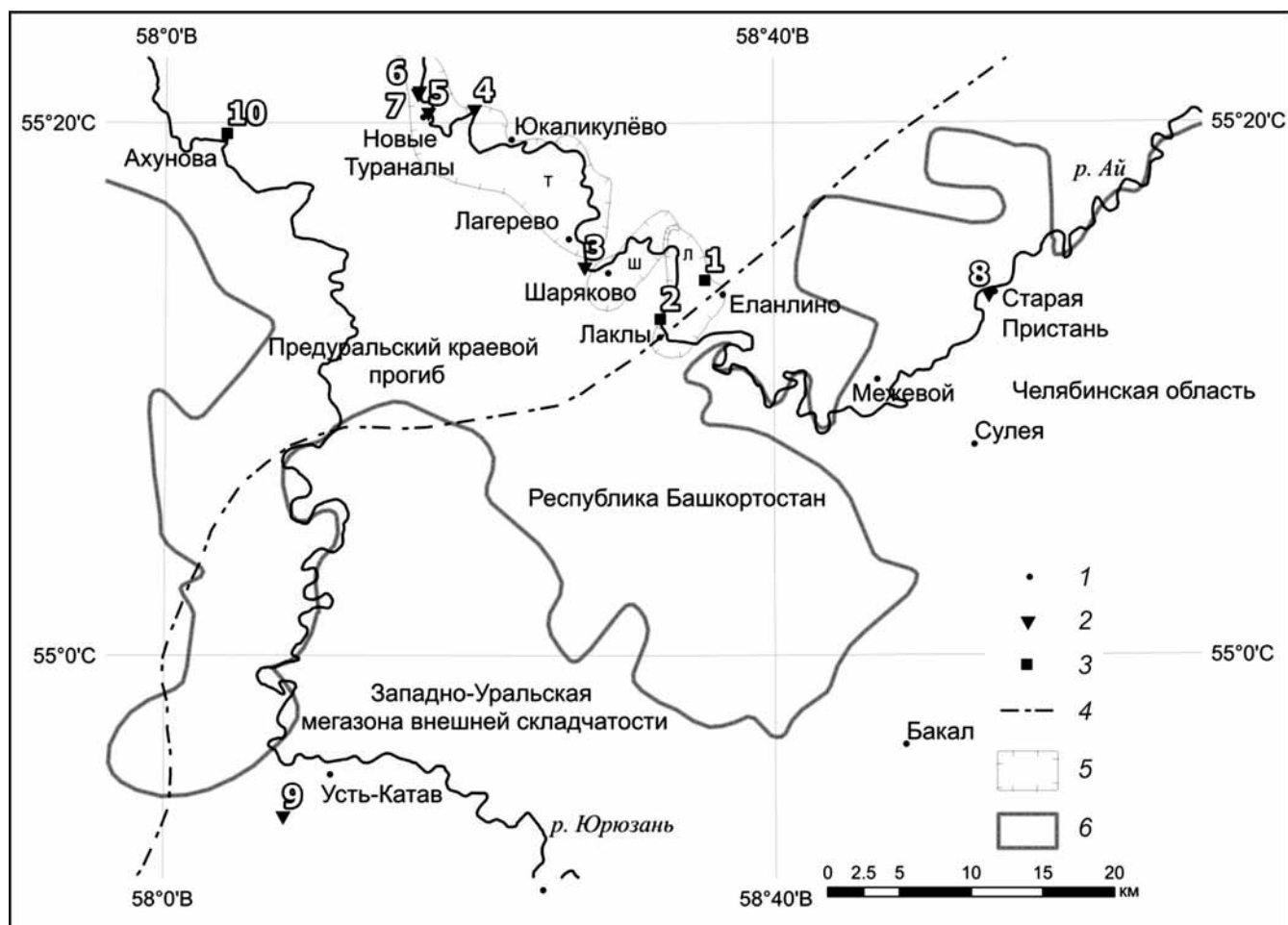


Рис. 1. Схема изученного района: 1 — населенные пункты, 2 — опорные обнажения, 3 — второстепенные обнажения, 4 — границы тectонических зон, 5 — границы долинных впадин (Т — Туранлинская, Л — Лаклинская, Ш — Шаряковская), 6 — границы между регионами. Цифрами на карте показаны точки наблюдения

кластитов в нижней части разреза свидетельствует об энергичном потоковом седиментационном режиме, а лёссовидных суглинков верхней части — о стагнирующем режиме, возможно, в условиях похолодания. Чередование мелкоземных отложений, песков и глин, в которых встречаются линзы и прослои грубого материала, по облику напоминающего терригенно-карбонатный комплекс субстрата, интерпретируются нами как пролювиальный комплекс, а лёссовидные породы, венчающие его, крайне схожи с породами, описанными в точке наблюдения 1.

Ниже по течению, в районе Шаряковской долинной впадины, в 1 км на запад от окраины одноименной деревни, в левом борту речной долины описано огромное обнажение рыхлых пород над

прижимом реки (разрез 3). Его видимая мощность в практически вертикальном уступе составляет около 9 м. Ниже находится недоступная и необнаженная часть уступа высотой около 7–9 м. Разрез сложен лёссовидными суглинками красноватого и бежеватого-серого цвета с хорошо выраженной по всему обнажению вертикальной отдельностью. Помимо цветовых различий, породы отличаются наличием в отдельных пачках прослоев плотных серо-охристых песков с несортированными слабоокатанными кластитами всех размерностей, а также белёсых карбонатных включений размером до 5 см (рис. 2). Положение бровки обнажения над урезом воды составляет около 18 м.

Этот комплекс мы рассматриваем как долинный фан, планированный под уровень 3-й надпой-

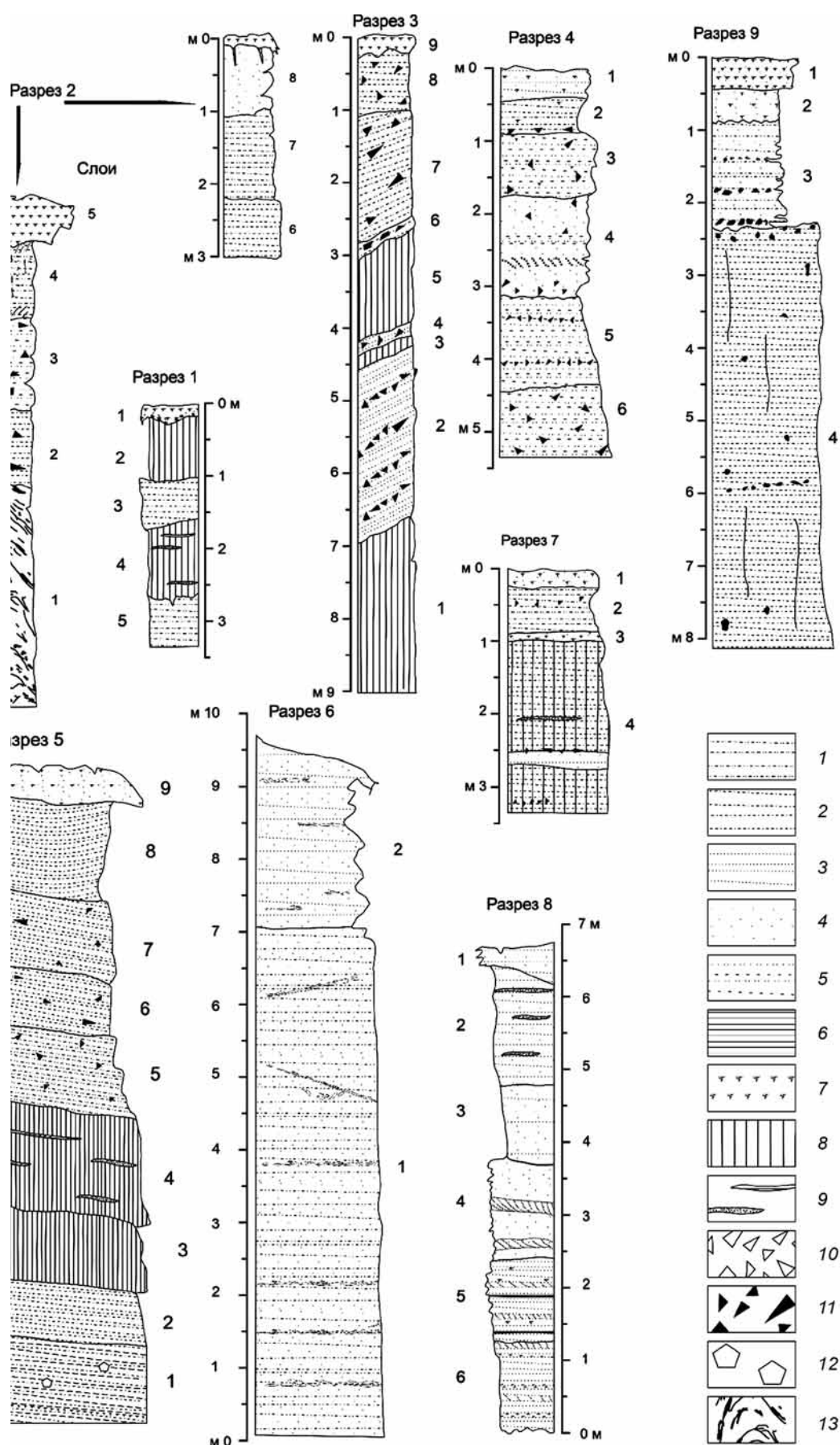


Рис. 2. Литологические колонки лёссовидных пород в долине р. Ай: 1 — супеси, 2 — суглинки, 3 — пески, 4 — алевроиты, 5 — песчано-глинистый матрикс, 6 — глины, 7 — дерново-почвенный горизонт, 8 — лёсс, 9 — линзы глин и песков, 10 — гравий, 11 — дрова, кластиты, 12 — карбонатные журавчики, 13 — турбидиты

менной террасы. Это подтверждается нерегулярной слоистостью, наличием щебнисто-дресвяных линз, прослоев и послойных цепочек и в то же время наличием суглинистых пачек вплоть до лёссовидных.

Ниже по течению, в районе Турналинской впадины также исследовано несколько представительных разрезов лёссовидных пород. Аналогично расположенные — непосредственно в прижимах реки и на выходах из них — многометровые обнажения лёссовидных пород обнаружены в 2,5 км на северо-запад от дер. Юкаликулёво (разрез 4), а также непосредственно в с. Новые Турналы (разрез 5) и в 2 км на север от него вниз по течению реки (точки наблюдения 6, 7).

На правом берегу р. Ай, севернее дер. Юкаликулёво, в пределах большого и узкого меандра расположено огромное обнажение рыхлых пород в системе узких небольших оврагов, доходящих до поймы реки. Бровка поверхности возвышается над урезом воды на 12 м. Верхняя, наиболее обнаженная часть разреза представлена лёссовидными суглинками бежево-серого и красновато-серого цвета с выраженной вертикальной отдельностью. В них присутствуют сантиметровые прослои мелкозернистых песков и глин, линзы плоского, хорошо уложенного мелкого щебня и дресвы. Подстилаются лёссовидные суглинки чередованием песков и глинистых песков с редкими включениями мелкого щебня (рис. 2). Мощность лёссовидных суглинков, удерживающих вертикальную стенку, составляет 3 м, ниже, начиная с уровня песчано-глинистой пачки, развивается склоновый покров.

Близкий по строению разрез описан в точке наблюдения 3 (см. выше), и его также можно интерпретироваться как древний конус выноса.

На восточной окраине с. Новые Турналы расположено естественное 12-метровое обнажение красных лёссовидных суглинков, вскрывающее разрез ровной поверхности, на которой расположено село (разрез 5). Над урезом воды бровка поверхности возвышается на 15 м.

Разрез представлен чередованием различающихся по цвету (от красновато-бурых до бежево-серых) лёссовидных суглинков и супесей. Во всех пачках присутствует хорошо выраженная вертикальная отдельность (рис. 2). Породы наклонены на север под углом 16–18°. В нижней части обнажения присутствуют небольшие карбонатизированные каналы. В центральной части суглинки настолько плотные, что напоминают «каменные лёссы», в них присутствуют редкие линзы комковатых палеопочв, в целом породы несколько опесчанены. В верхней части обнажения породы становятся менее плотными (это очевидно по большому количеству нор насекомых и птиц), кроме того, в них появляется мелкий щебень, который исчезает в самой верхней части разреза.

Турналинский разрез представляет собой окончание огромного 30-метрового обнажения,

расположенного в 1,5 км на север в том же левом борту р. Ай.

Поверхность обнажена в вертикальном уступе с абсолютной высотой на бровке 240–250 м, в 20–25 м над уровнем р. Ай. В огромном обнажении вскрыты красноватые породы — «красные глины», напоминающие породы кустанайской свиты [Аулов и др., 2005], аналогичные по облику породам, что и в предыдущем Турналинском опорном разрезе. Нижняя часть этого обнажения была изучена на северном и южном окончаниях, строение которых несколько различается. На северном окончании (разрез 6) отложения представлены алевритисто-супесчаными бежево-серыми лёссами с линзами и прослоями рыжевато-серых супесей с включениями мелко-среднезернистого песчаного материала, сменяющимися вверх по разрезу аналогичными, но немного более яркими и менее плотными супесями. В южном окончании (разрез 7) разрез несколько отличается — здесь в супесчано-суглинистых лёссах присутствуют прослои палеопочв мощностью до 0,5 м (рис. 2). В нижней части появляются включения щебня и гальки, которые немного ниже формируют базальный горизонт на уровне современного уреза р. Ай.

В верхнем течении р. Ай также обнаружены лёссовидные отложения. На южной окраине с. Старая Пристань, расположенного на левом берегу р. Ай, рядом с сельским кладбищем находится карьер, врезанный в крутой склон Айлинской поверхности высотой 360–380 м (разрез 8). Склон дренируется крутым заросшим и сухим оврагом.

В карьере, в его единственном уступе, вскрыта многометровая толща песков, алевритов и глин. Основание стенки карьера имеет высотную отметку 293 м, верхняя бровка — 300 м, что при урезе р. Ай около 270 м соответствует уровню 3–4-й террасы. В соседнем овражке видно, что толща продолжается значительно ниже днища карьера, минимально до отметки 285 м. Верхняя часть обнажения представлена лёссовидными супесями с редкими прослоями мелкозернистых песков. Вниз супеси сменяются алевритами с редкими линзами и прослоями (до 10 см) косослоистых песков, которые в свою очередь сменяются чередованием песков разной размерности и глин (рис. 2).

Ритмичное чередование песчано-глинистых осадков указывает на формирование отложений в весьма спокойной гидродинамической обстановке, а наличие линз и прослоев песков с элементами косой слоистости, напротив, — на активный гидродинамический режим. Сочетание приведенных особенностей строения толщи позволяет предположить, что ее формирование происходило во внутридолинном бассейне, который время от времени изолировался от руслового «питания».

Разрезы р. Юрюзань. В 1 км на запад от поворота на г. Усть-Катав и в 2,2 км на восток от поворота на д. Орловка в дорожной выемке

трассы М5 присутствуют выходы лёссовидных пород (разрез 9). В стенке длиной около 50 м и высотой до 10 м присутствуют выходы лёссовидных красных суглинков, аналогичных по облику породам, описанным ранее. Общее залегание похоже на плащеобразное. Породы формируют поверхность с абсолютной высотой 380–390 м, которая довольно хорошо выдержанна как на севере от обнажения, вокруг пос. Паранино (южная окраина г. Усть-Катав), так и на юго-западе от него. В точке наблюдения поверхность неширокая (около 20 м), поскольку с севера резко подрезается ручьем — притоком р. Катав. Разрез почти целиком сложен монотонной пачкой красновато-бежевых лёссовидных суглинков с хорошо проявленной бастийонной отдельностью и редкими карбонатными включениями. Перекрыты лёссовидные суглинки алевроитами и супесями, образующими систему подпочвенных врезов, и черноземными почвами (рис. 2).

В районе пос. Ахунова в западной стенке круто врезанного правого притока р. Юрюзань (разрез 10) присутствуют толщи лёссовидных пород, схожих с овражными отложениями в районе р. Еланлы (разрез 1). Здесь безымянный ручей, имеющий узкую V-образную долину, эродирует сильно моделированную пологую поверхность, бровка которой находится на высоте 16–20 м над уровнем р. Юрюзань, что соответствует, по нашему мнению, уровню 3-й террасы этой реки. В многочисленных разрезах, вскрытых на этом очень информативном участке, представлены аллювиальные, пролювиальные, склоновые и элювиальные генетические типы отложений. Преобладающие аллювиально-пролювиальные комплексы представлены мелкозернистыми глинистыми песками с варьирующим содержанием более грубых фракций, которые обычно перекрыты лёссовидными комплексами и черноземными почвами, а подстилаются во многих случаях грубыми класитами — переработанными породами, вероятно, ахуновской свиты. Максимальная мощность песчано-глинистого комплекса в описанных разрезах достигает 3 м, а лёссовидного комплекса — 2,7 м (рис. 3).

Палинологическая характеристика лёссовидных толщ. Палинологический анализ выполнен Г.Н. Шиловой. Содержание каждого компонента в спорово-пыльцевых спектрах рассчитано от общей суммы пыльцы и спор в образце. Всего исследовано 35 проб из 7 разрезов. Опробование проводилось для контрастных литологических разностей в рамках разреза, и в отдельных случаях некоторые литологические разности опробованы несколькими образцами с разной глубины.

В *разрезе 3* палинологический анализ был выполнен для отложений верхней (лёссовидные суглинки с включениями щебня) и нижней частей разреза (лёссовидные суглинки и плотные, пылеватые мелкозернистые пески), единствен-

но доступных для опробования. Общее число палиноморф в образце из пачки 1 оказалось недостаточным для учета (<30 палиноморф). В палинологических спектрах проб из пачек 2 и 7 преобладает пыльца древесных и кустарниковых форм (до 60%), количество пыльцы травянистых и кустарничковых достигает 36,5%, на споры приходится до 20%. Вверх по разрезу происходит планомерное замещение спор пыльцой древесных форм (рис. 4).

Спорово-пыльцевой анализ показал, что во время формирования опробованных отложений на этой территории были распространены сосново-березовые леса с подлеском из кустарниковых берез с покровом из лесо-лугового разнотравья. На отдельных участках произрастали темнохвойные леса из ели и кедровой сосны с папоротниками в покрове. Открытые местообитания были заняты злаково-полынными ассоциациями.

Лёссовидные суглинки и супеси высокой террасы р. Ай сформировались, вероятно, при некотором потеплении и смягчении климата во время одицовского межледникового среднего неоплейстоцена Q_{II}^{3od} .

Палинологические спектры отложений *разреза 4* наиболее информативны. Здесь выделено несколько стадий одицовского межледникового (рис. 5).

В нижней части разреза (пачки 5 и 6) доминируют (%) травянистые — 59, а среди них — ксерофиты: маревые 41,2; полынь 7,9; эфедра 3,1; единично — разнотравье 6,3 (астровые, гречишные). В группе древесных и кустарниковых преобладают хвойные — 20,6% (сосна, тсуга). Широколиственные разнообразны и составляют 14,3% (орешник, граб, липа, лещина), на мелколиственные (кустарниковая береза) приходится 4,8%. Сочетание открытых местообитаний с ксерофитами и березово-сосновых лесов с широколиственными породами подобно описанному для третьей фазы 3-й террасы р. Волга [Губонина, 1978] и датируется глазовским оптимумом одицовского межледникового среднего неоплейстоцена $Q_{II}^{3od}_{gl}$.

В отложениях средней части разреза (пачки 3 и 4) уменьшается количество пыльцы древесных форм при увеличении травянистых и кустарничковых. Господство открытых местообитаний с разнотравьем и ксерофитами отражает похолодание и увлажнение, вероятно, соответствующее краснорскому похолоданию одицовского межледникового $Q_{II}^{3od}_{kr}$.

В образце 2, взятом с глубины 0,5 м из серых суглинков с щебнем, обильна пыльца липы — 79%, единична пыльца граба, вяза, кустарниковой березы. Травянистые представлены единичной пыльцой астровых, цикориевых и ворсянковых. Подобный состав спорово-пыльцевого спектра указывает на то, что суглинки формировались в теплых и влажных условиях, вероятно, рославль-

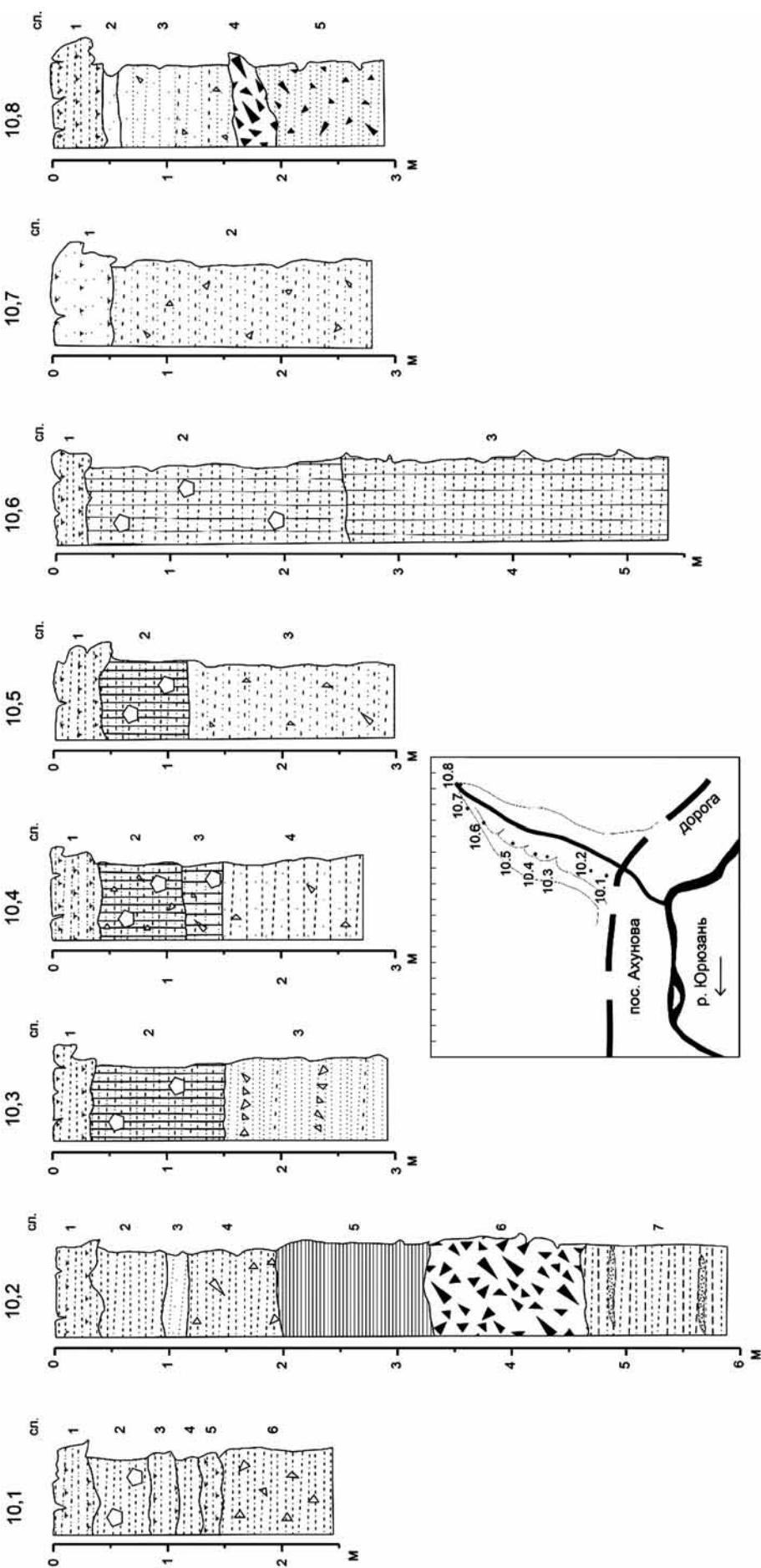


Рис. 3. Литологические колонки разрезов (номера сверху) лёссовидных пород, слагающих овраг на севере от пос. Ахунова. Условные обозначения см. на рис. 2

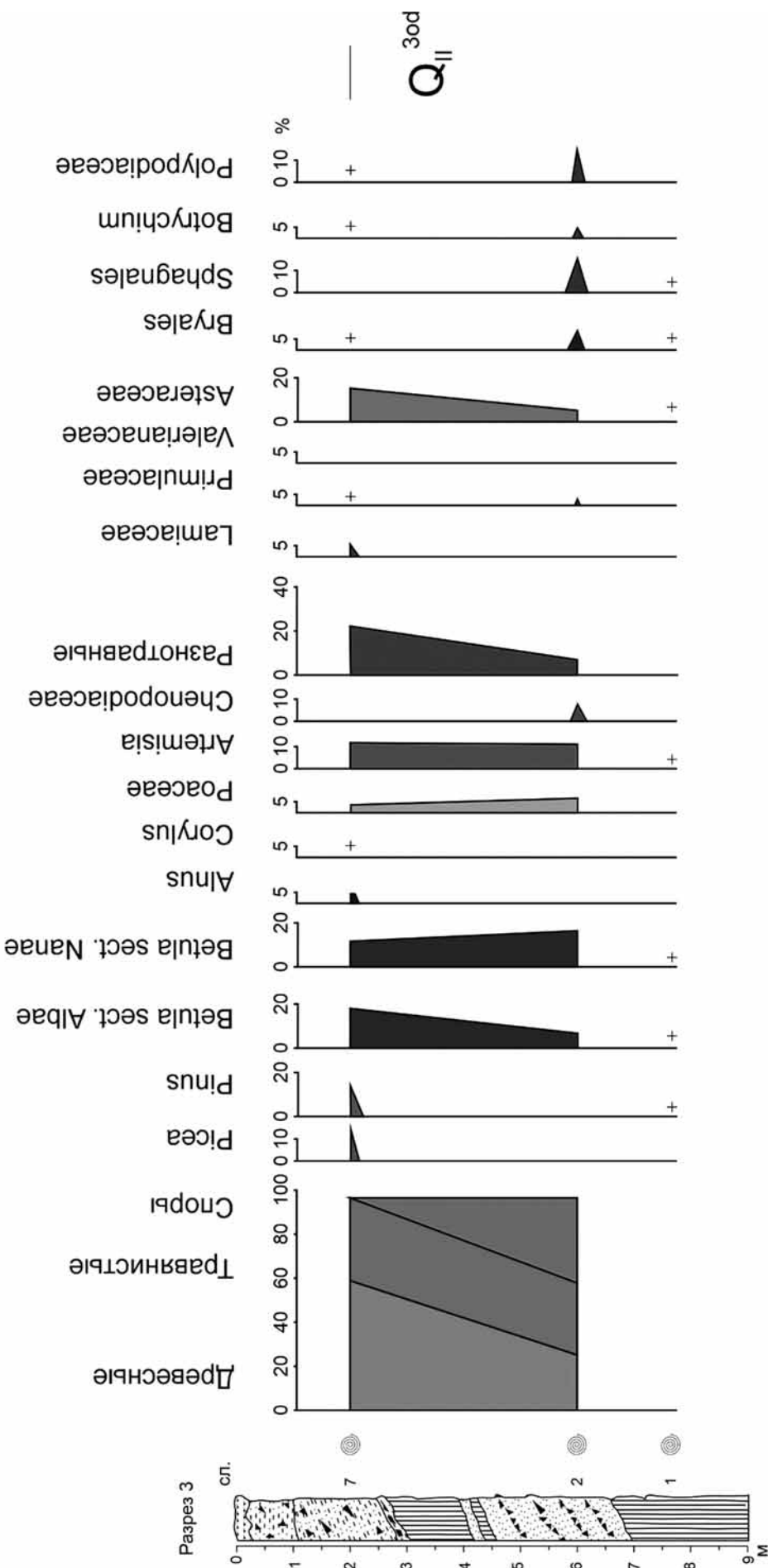


Рис. 4. Спорно-пыльцевая диаграмма разреза 3: «+» — значения, не превышающие 2%; круглые значки напротив разреза — точки отбора проб

ского оптимума одинцовского межледниковья среднего неоплейстоцена $Q_{II}^{3od}_{rs}$.

В образце 1, взятом с глубины 0,1 м из супеси с песком, обильна пыльца кустарниковой березы (43%), хвойные породы составляют 24,3% (сосна, ель, пихта). Единична пыльца граба, дуба. Группа травянистых представлена разнотравьем (15,7%, астровые, цикориевые, гречишные, кипрейные, норичниковые, лютиковые), полынью (2,7%), злаками (0,9%). В группе спор присутствуют споры папоротников.

Появление хвойных лесов, зарослей кустарниковых берез, полынно-злаковых и разнотравно-злаковых ассоциаций отражает похолодание, вероятно, во время московского оледенения среднего плейстоцена Q_{II}^{4m} .

Разрез 5 вскрывает обнажение красных лёссовидных суглинков на левом берегу р. Ай у с. Новые Турналы. Мощность отложений в разрезе составляет около 12 м.

В нижней части разреза взяты образцы 1 (на глубине 11 м из суглинков красновато-бурых, с дресвой и галькой), 2 (на глубине 10 м из суглинков темно-бурых и более светлых — буровато-серых), 3 (на глубине 8,9 м из слегка белесых суглинков), 4 (на глубине 7,6 м из бурых суглинков).

В общем составе спорово-пыльцевых спектров (рис. 6) этих пачек приблизительно в равном количестве содержится пыльца древесных и кустарниковых и пыльца травянистых и кустарниковых. В группе пыльцы древесных и кустарниковых разнообразна пыльца широколиственных пород — ореха, вяза, дуба, липы, бука, клена, лещины, граба, которые в сумме составляют 22%. Хвойные (ель, пихта, сосна, лиственница) и мелколиственные породы (береза, ольха, ива) представлены единично. В группе травянистых и кустарниковых преобладает пыльца разнотравья — до 30% (астровые, цикориевые, зонтичные, норичниковые, валерьяновые, примуловые, лютиковые). Единична пыльца полыни, маревых и злаковых. В группе спор отмечены зеленые мхи, сфагновые мхи и плауны.

Палинологический состав отложений указывает на то, что преобладали лесостепи, редколесья из березы и широколиственных пород, разнотравно-злаковые степи. Ольха и ива были приурочены к обводненным понижениям. Полынно-маревые степи занимали небольшие площади.

Спорово-пыльцевые спектры верхней части (наиболее представительной) разреза (пачки 5, 6, 7) отражают последовательное снижение суммы широколиственных ассоциаций при увеличении хвойных.

Изменение состава и объема лесных группировок указывает на постепенное похолодание и смену эпохи одинцовского межледниковья московским оледенением.

Резкая смена лесостепи на тайгу и снова на лесостепи напоминает ранне- и позднеаккулаевское время в Предуралье, которое датируется концом среднего и началом позднего акчагыла [Плиоцен..., 1981]. В то же время в составе спорово-пыльцевых спектров отложений прослеживается резкая граница, проходящая по подошве 4-го слоя, обусловленная резким (двукратным) уменьшением общего количества пыльцы и спор. В пользу плиоценового возраста говорит наличие таких экзотических родов, как *Tsuga*, *Picea sect. Omorica*, *Carpinus*, *Pterocarya*, *Morus*, *Cyatheaaceae*, *Osmunda*.

Разрез 6 вскрывает отложения Большого айского обнажения к северу от с. Новые Турналы (рис. 1). Единственная доступная пачка лёссовидных супесей с прослоями и линзами рыжих песков была опробована в нижней и верхней частях (рис. 5).

В общем составе спорово-пыльцевого спектра преобладают травянистые и кустарниковые (73,5–81%), среди которых наиболее широко представлены разнотравье, полынь и маревые; на древесные и кустарниковые приходится до 26,3%, причем больше (до 14,2%) пыльцы широколиственных пород (липа, граб, дуб, вяз, лещина, клен, орешник, лапина), хвойные породы (сосна, ель, ель секции *Omorica*, кедровая сосна, пихта, тсуга) составляют 3,6–10,9%, единична пыльца березы и ольхи (1,4–4,7%). Такое сочетание палиноморф указывает на то, что в момент формирования отложений преобладали разнотравные степи и сухие степи с полынью и маревыми. В благоприятных (сухих и теплых) условиях существовали березово-сосновые леса с широколиственными породами, а также елово-сосновые леса с тсугой. Аналогичная обстановка описана для пролювия правого притока р. Малая Караганка в районе пос. Новополюцкий (Оренбургская область) [Шилова и др., 2008] и 3-го горизонта 3-й террасы р. Волга в районе г. Тольятти [Губонина, 1978] и датируется одинцовским межледниковьем среднего неоплейстоцена Q_{II}^{3od} (рис. 5).

Разрез 7 заложен на южном окончании Большого Айского обнажения. Образец 4 взят на глубине 1,5 м из супесчаных бежево-серых лёссов с линзами щебня (рис. 5). В общем составе спорово-пыльцевого спектра преобладает пыльца древесных и кустарниковых (61,6%), пыльца травянистых и кустарниковых составляет 33,8%, на споры приходится 4,6%. Много пыльцы сосны — 25%, меньше пыльцы ели — 9,8% (появляется ель секции *Omorica*). Единична пыльца пихты и тсуги. Пыльца берез составляет 20%, единична пыльца широколиственных пород (ели, лещины, каркаса) — 3,8%. В группе пыльцы травянистых и кустарниковых отмечена пыльца разнотравья — 23,6% (цикориевые, астровые, гвоздичные, бобовые, губоцветные, лютиковые, камнеломковые,

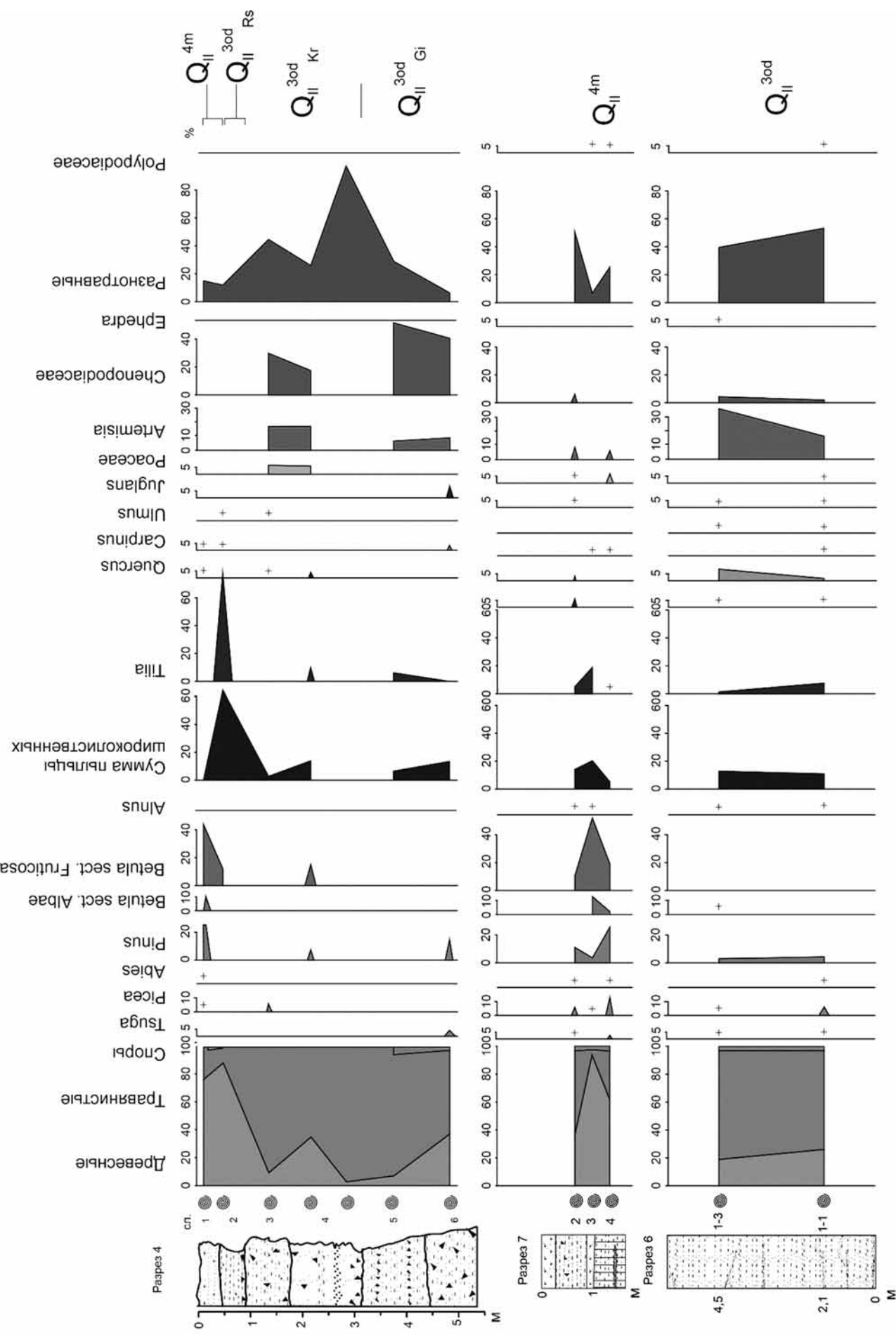


Рис. 5. Спорово-пыльцевые диаграммы разрезов 4, 6 и 7

розоцветные, волчегородник), полыни и злаков. Присутствуют споры папоротников.

Появление хвойных лесов из сосны и ели с подлеском из кустарниковых берез и покровом из папоротников, разнотравно-злаковых и полынно-злаковых степей, цикориевых на незадернованных участках отражает похолодание климата, вероятно, во время московского оледенения. Похожая растительность описана для 6-го горизонта 3-й террасы р. Волга [Губонина, 1978] и датируется московским оледенением среднего неоплейстоцена Q_{II}^{4m} .

Спорово-пыльцевой спектр погребенной алевритистой почвы пачки 3 резко отличается от спектров обрамляющих отложений (рис. 5). Значительно увеличивается количество пыльцы древесных и кустарниковых — до 93,6%, на пыльцу травянистых и кустарничковых приходится 5,9%, на споры — 0,5%. Содержание пыльцы широколиственных пород увеличивается до 20% (липа, лещина, клен). Широко распространялись березово-широколиственные леса, климат стал теплее и суше. Погребённые почвы, вероятно, формировались во время интерстадиала московского оледенения.

Вверх по разрезу (супеси пачки 2, глубина отбора 0,9 м) количество пыльцы древесных и кустарниковых уменьшается до 37,6%, преобладает пыльца травянистых и кустарничковых — 61,7%, среди которой отмечено большое количество пыльцы разнотравья. Распространялись открытые местообитания с разнотравными степями, полынно-злаковыми ассоциациями с маревыми. По долинам могли произрастать березово-сосновые редколесья с участием широколиственных пород.

Супеси пачки 2 формировались при похолодании и некотором увлажнении, вероятно, во время стадии московского оледенения Q_{II}^{4m} .

Разрез 8 заложен на левом борту долины р. Ай и вскрывает Айлинскую поверхность абсолютной высотой 360–380 м. Общая мощность разреза 6,6 м (рис. 7).

В нижней части разреза (пачка 6) в общем составе спорово-пыльцевого спектра преобладает пыльца (%) древесных и кустарниковых (50), среди которых выделяется пыльца хвойных (14,4), темнохвойных (17,8) и широколиственных (18,3) пород. В группе травянистых и кустарничковых преобладает пыльца разнотравья (39,6%), единичны споры папоротников. На момент формирования этих отложений здесь были широко распространены сосновые леса с участием широколиственных пород, темнохвойные леса с тсугой и папоротниками в покрове.

Вверх по разрезу (пачка 5) количество пыльцы древесных уменьшается до 26,2% за счет снижения пыльцы всех форм, присутствующих в пачке 6. На пыльцу травянистых и кустарничковых (%) приходится 62,3; также доминирует пыльца разнотравья (до 50), увеличивается количество пыльцы маревых

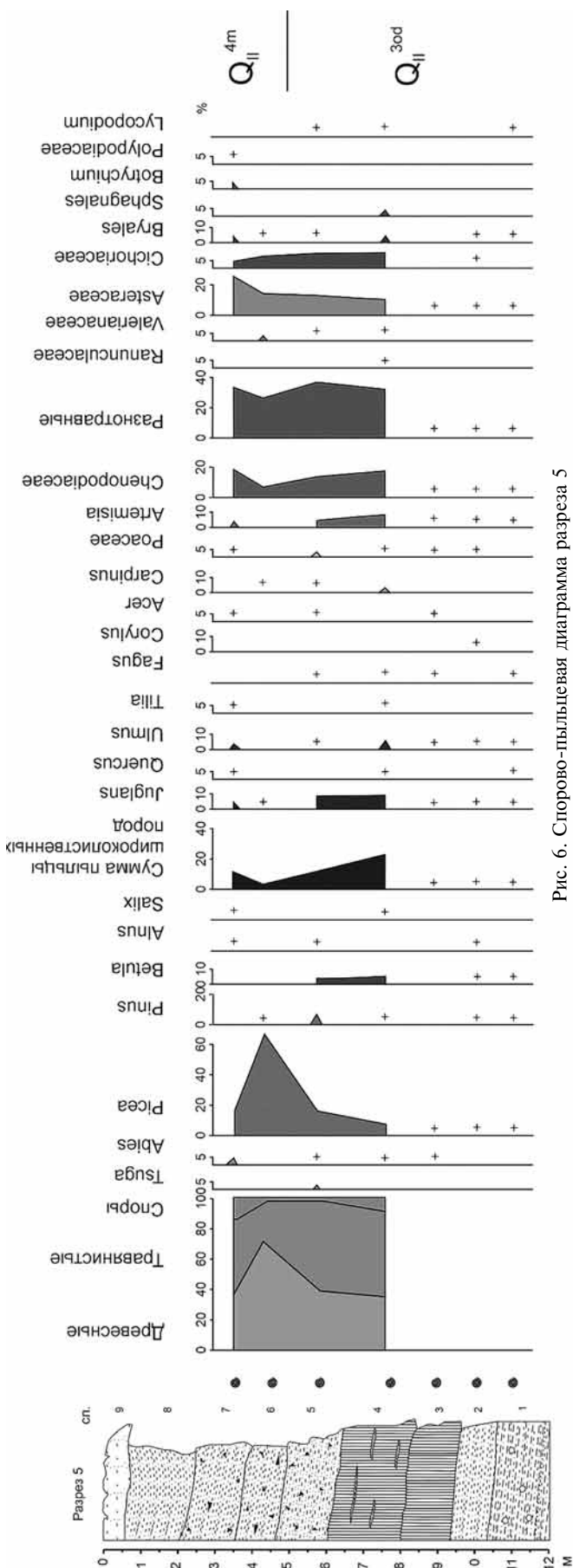


Рис. 6. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза 5

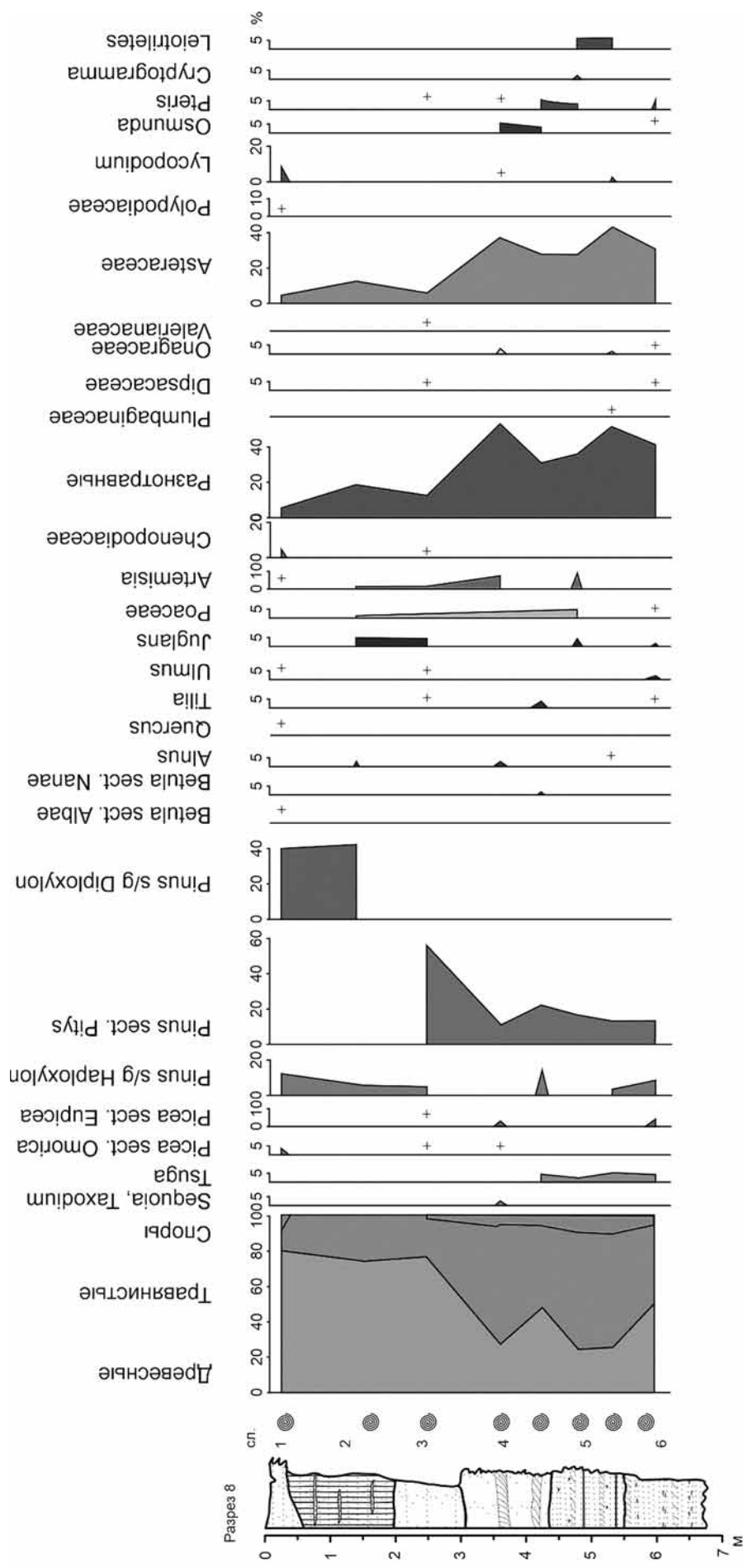


Рис. 7. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза 8

(до 15), появляется пыльца полыни (8). Изменения в спорово-пыльцевом спектре отложений указывают на сокращение площади лесов и появление открытых степных местообитаний с разнотравьем, маревыми и полынью.

Затем в составе спорово-пыльцевых спектров пачек 4 и 3 возрастает содержание пыльцы древесных и кустарниковых до 78% за счет доминирования пыльцы сосны. Состав хвойных разнообразен. Количество пыльцы разнотравья снижается до 20%. Единичны споры папоротников. Степные местообитания отступают, и основные площади занимают сосняки, в подчиненном положении существуют темнохвойные леса с тсугой.

В верхней части разреза (пачка 2) в составе спорово-пыльцевого спектра также доминирует пыльца древесных и кустарниковых форм (до 80%), но меняется состав палиноморф: происходит смена видов сосны, появляется единичная пыльца березы и ольхи. По-прежнему присутствует большое количество пыльцы широколиственных (граб, дуб, вяз, орех). Соответственно, в этот момент распространялись сосновые леса с участием широколиственных пород.

Спорово-пыльцевые спектры, полученные из разреза Айлинской поверхности в долине р. Ай (рис. 7), характеризуют лесные формации с сосной и елью, чередующиеся с лиственными, и близки описанным для нижней Камы и Куйбышевско-Саратовского Заволжья лесным комплексам с сосной и темнохвойными породами с элементами лесостепи, которые датируются средним акчагылом [Кузнецова, 1959]. В комплексах изученных отложений присутствуют представители тургайской флоры (*Tsuga*, *Taxodium*, *Picea sect. Omorica*, *Osmunda*), что дополнительно указывает на возможность формирования отложений Айлинской поверхности в среднем акчагыле при более мягком климате, чем в современной тайге.

Разрез 9 заложен в дорожной выемке трассы М5 в 1 км на запад от поворота на г. Усть-Катав и в 2,2 км на восток от поворота на дер. Орловка (рис. 8).

Во время накопления отложений пачки 3 в спорово-пыльцевом спектре преобладает пыльца травянистых и кустарниковых (65%), среди которых доминирует разнотравье (40%), присутствуют маревые, полынь и бобовые. Древесные и кустарниковые представлены сосной, березой, кленом и орехом. Единичны споры папоротников.

В этот момент здесь преобладали открытые местообитания, занятые разнотравными степями с полынно-маревыми ассоциациями. По долинам распространялись сосново-березовые редколесья. Алевроиты и супеси формировались, вероятно, во время московского оледенения среднего неоплейстоцена Q_{II}^{4m} .

Ниже в спорово-пыльцевом спектре отложений пачки 4 увеличивается количество пыльцы

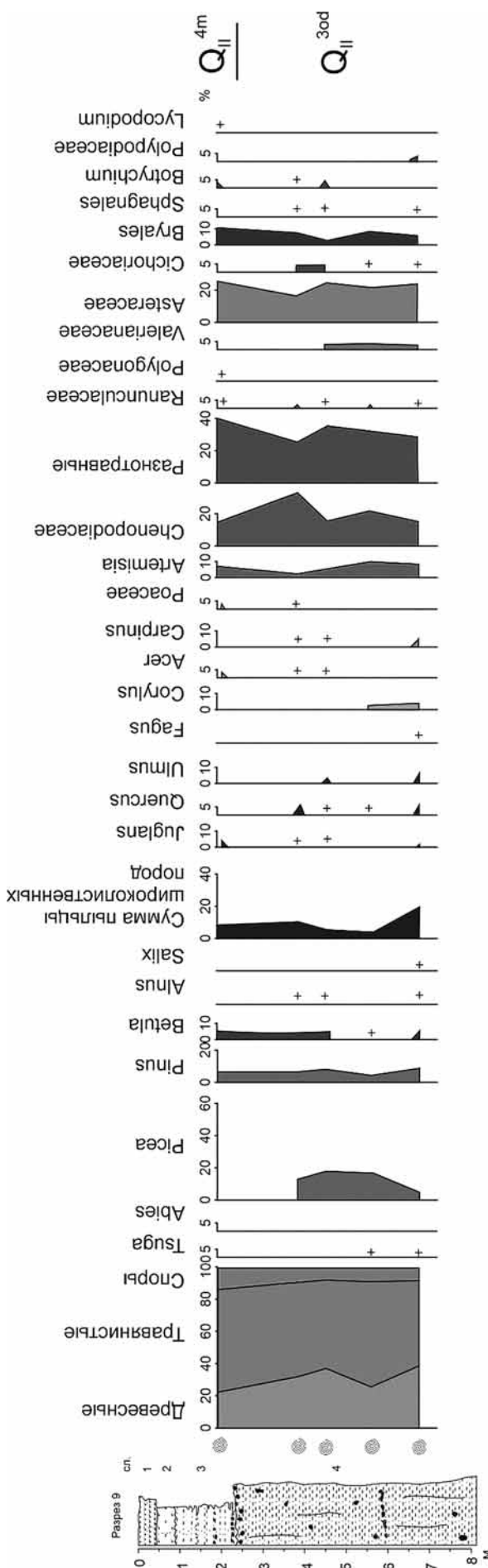


Рис. 8. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза 9

древесных (до 42%) за счет появления пыльцы ели. Также увеличилось содержание пыльцы широколиственных: появляется пыльца ольхи, вяза, бука пород.

На рассмотренной территории преобладали разнотравные степи с полынью и маревыми ассоциациями. Березово-сосновые леса постепенно уступили елово-сосновым с тсугой. Сократилось количество мхов и папоротников (рис. 8). Коррелятивные спектры получены для пролювия правого притока р. Малая Караганка в районе пос. Новопотоцкий (Оренбургская область) [Шилова и др., 2008] и 3-го горизонта 3-й террасы р. Волга в районе г. Тольятти [Губонина, 1978] и датируется одиновским межледниковьем среднего неоплейстоцена Q_{II}^{3od} .

Заключение. Лёссовидные толщи фрагментарно распространены на территории Южного Урала и приурочены преимущественно к уровню 3-й (исетской) надпойменной террасы (~18 м над современным урезом воды). Наибольшее количество обнажений изучено в области Предуральяского краевого прогиба, где горное окружение речной долины сменяется равнинным, и лишь несколько — к Главной надвиговой зоне Западно-Уральской мегазоны внешней складчатости.

Лёссовидные комплексы, как правило, подстилаются серыми и буровато-красными глинами, глинистыми песками, супесями и суглинками, часто с обильными включениями обломочного материала, мощность не более 2 м. Мощность

лёссовидных толщ варьирует от нескольких метров до нескольких десятков метров. В их строении часто присутствуют линзы и прослои грубого песка и щебня, а также элементы косой слоистости, что свидетельствует об энергичном потоковом седиментационном режиме. Лёссовидные толщи — естественное продолжение аллювиальных, пролювиальных, делювиальных и элювиальных комплексов — наследуют у последних текстурно-структурные особенности.

Строение и состав изученных отложений позволяют выделить две обстановки осадконакопления: 1) древние конусы выноса; 2) внутридолинные бассейны с преимущественно спокойными гидродинамическими условиями (примером такой обстановки могут служить современные долинныя впадины этого региона — Шарьяковская, Турналинская, Лаклинская).

Полученные спорово-пыльцевые спектры изученных разрезов позволяют выделить два этапа формирования лёссовидных пород: 1) плиоценовый — ранне-неоплейстоценовый этап; 2) средне-неоплейстоценовый этап (табл. 2). Первый этап выделяется по наличию в спорово-пыльцевых спектрах ассоциации редких теплолюбивых экзотов тургайской флоры — *Tsuga*, *Picea sect. Omorica*, *Carpinus*, *Pterocarya*, *Morus*, *Cyatheaceae*, *Osmunda*, а также по резкой смене лесостепи на тайгу и снова на лесостепь. Второй этап — по сходству строения толщ и составу спорово-пыльцевых спектров с ранее описанными разрезами (разрез р. Б. Ургала,

Краткая характеристика и интерпретация изученных разрезов лёссовидных комплексов

Таблица 2

Разрез	Возраст по СПА	Мощность разреза, м	Положение бровки над урезом воды, м	Особенности	Структурное положение в современном рельефе	Возможные условия формирования
6	Q_{II}^{3od}	6	25	Наклонная слоистость, подчеркнутая прослоями рыжих песков. Редкие включения щебня карбонатов в нижних слоях	Обрамление современной долины р. Ай в районе Турналинского грабена	Долинный конус выноса
7	Q_{II}^{4m}	3	25			
4	$Q_{II}^{3od}-Q_{II}^{4m}$	9	12			
5	$N_2-Q_I / Q_{II}^{3od}-Q_{II}^{4m}$	12	15	Наклонная слоистость, редкие включения щебня карбонатов в нижних слоях	Останец 3-й (4-й) надпойменной террасы. Краевая часть Айлинской поверхности выравнивания	Внутридолинный бассейн
8	N_2-Q_I	15	30	Маломощные пачки лёссов, подстилающиеся чередованием песчано-глинистых прослоев с пологой наклонной и косой слоистостью		
9	Q_{II}^{3od}	8	32	Лёссы перекрыты пачкой песчано-алевритистого состава с четкой эрозионной границей между ними		
10	-	>6	35	Наличие песчаных прослоев и горизонтов щебня известняков	Обрамление долины р. Ай в районах Лаклинской и Шарьяковской впадин	Долинный конус выноса
1	-	6	16	Неяснослоистая текстура		
2	-	7	15	Наличие в лёссовидных суглинках щебня подстилающих известняков		
3	Q_{II}^{3od}	10	18	Наличие карбонатных конкреций и щебня известняков в нижней и в центральной частях разреза		

разрез Лихвин/Чекалин), отражающими смену разнотравных степей с широколиственными и сосново-березовыми редколесьями на полынно-маревые степи с хвойными редколесьями, указывающими на аридизацию климата и похолодание [Тевелев и др., 2015; Болиховская, 2007].

Спорово-пыльцевые спектры, а также приуроченность лёссовидных отложений к уровню 3-й (реже 4-й) надпойменной террасы указывают, что основной этап их формирования приходится на средний неоплейстоцен (эпоху одинцовского межледниковья — московского оледенения).

Редкие теплолюбивые экзоты, найденные в спектрах разреза 8 (рис. 7), удревняющие возраст соответствующих толщ до акчагыла, требуют подтверждения, так как могут оказаться переотложенными.

Кроме того, по результатам палинологических исследований удалось выяснить, что формирование лёссовидных комплексов не связано исключительно с ледниковыми или межледниковыми эпохами, что согласуется с результатами других исследователей [Болиховская, 2007].

Предположение о ледниковой природе лёссовых комплексов [Тевелев и др., 2015], сформировавшихся в перигляциальной области локальных

ледников, представляется оправданным, так как переотложенные моренные отложения могли быть источником тонкодисперсного материала [Абрамова и др., 2002], слагающего лёссовые комплексы, а наличие слоистой текстуры и грубых включений в лёссовидных отложениях, вероятно, связано с наиболее выраженными этапами потепления, когда потоковый седиментационный режим был наиболее активен или же с кратковременными этапами тектонической активизации [Абрамова и др., 2002].

Вероятнее всего, лёссовидные отложения формировались повсеместно покровным маломощным чехлом в перигляциальной области локальных ледников. Однако из-за легкой размываемости таких пород единственные их останцы смогли сохраниться лишь в областях, где мощность отложений была максимальной — в древних конусах выноса, приуроченных к крупным рекам региона и планированных под уровень формировавшейся в тот момент исетской террасы.

Областью распространения ледниковых центров могли быть хребты Башкирского мегантиклинория (хр. Зигальга, Нургуш, Уреньга), расположенные на юго-востоке от точек наблюдения [Абрамова и др., 2002].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абрамова А.Н., Автонец С.В., Алексеев А.А. и др. Геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Лист N-40(41). Уфа. Объясн. зап. СПб.: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2002. 356 с.

Болиховская Н.С. Эволюция лёссово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. 270 с.

Болиховская Н.С. Пространственно-временные закономерности развития растительности и климата Северной Евразии в неоплейстоцене // Археология, этнография и антропология Евразии. 2007. Вып. 4, № 32. С. 2–28.

Губонина З.П. Палеофитологическое обоснование возраста аллювия средней Волги. М.: Наука, 1978.

Кригер Н.И. Лёсс, его свойства и связь с географической средой. М.: Наука, 1965.

Кузнецова Т.А. К характеристике флоры акчагыльских отложений Нижней Камы и Куйбышевско-Саратовского Заволжья // Докл. АН СССР. 1959. Т. 129, № 4. С. 888–891.

Плиоцен и плейстоцен Волго-Уральской области. М.: Наука, 1981.

Тевелев Арк.В., Шилова Г.Н., Хотылев А.О. и др. Механизмы приспособления дренажного бассейна р. Большая Арша к меняющимся географическим и тектоническим обстановкам // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2015. Т. 90, вып. 3. С. 3–22.

Шилова Г.Н., Демидова А.Н., Тевелев Арк.В. Четвертичная эволюция растительных сообществ Южного Урала // Палинология: стратиграфия и геоэкология. Т. 2. СПб.: ВНИГРИ, 2008.

Kukla G., Bender M., de Beaulieu J.-L. et al. Last Interglacial Climates // USGS Staff Publ. Res. 2002. URL: <http://digitalcommons.unl.edu/usgsstaffpub/174>

Tzedakis P. Timing and duration of Last Interglacial conditions in Europe: a chronicle of changing chronology // Quaternary Sci. Rev. 2003. Vol. 22. P. 763–768.

Поступила в редакцию 04.03.2020

Поступила с доработки 30.06.2020

Принята к публикации 12.10.2020

УДК 551.21; 551.311.7 (571.56)

И.И. Никулин¹, И.Г. Коробков², А.А. Самсонов³**РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ПИРОКЛАСТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ НА ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЕ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ ДЛЯ ПРОГНОЗНЫХ ПОСТРОЕНИЙ ПРИ АЛМАЗОПОИСКОВЫХ РАБОТАХ**

ООО «Норильскгеология», 195220, Санкт-Петербург, Гражданский проспект, 11
АО «Северо-Западное ПГО», 199155, Санкт-Петербург, ул. Одоевского, 24, корп. 1
ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

LLC «Norilskgeologia», 195220, Saint Petersburg, Grajdansky av., 11
JSC «Severo-Zapadnoe PGO», 199155, Saint Petersburg, Odovskogo st., 24/1
Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Изучены породы трапповой формации на территориях алмазоносных районов в пределах восточного борта Тунгусской синеклизы. На основе структурно-формационного анализа изучены состав и особенности строения пирокластических образований базитового комплекса. Основной объем вулканогенных пород, сформировавшихся в результате взрывных процессов, сложен разнообломочными туфами. Площадное развитие пирокластических образований связано с эпицентрами реконструированных вулканоструктур, это негативный прогнозный фактор при алмазопроизводственных работах. Выявленная закономерность внедрения валлообразных интрузивных массивов в пределах палеодолин и кимберлитоконтролирующих грабенов рекомендуется при прогнозировании новых коренных и россыпных источников алмазов.

Ключевые слова: трапповая формация, базитовые вулканоструктуры, пирокластические породы, алмазоносные районы, Тунгусская синеклиза.

Studies on the study of the rocks of the trap formation on the territories of diamondiferous regions within the eastern side of the Tunguska syncline have been carried out. The zoning of pyroclastic formations of the mafic complex is performed on the basis of the structural-formational analysis in. Volcanogenic rocks formed as a result of explosive processes in the main volume are composed of different-fragmented tuffs. Areal development of pyroclastic formations associated with epicenters of volcanic structures, we reconstructed. This is a negative prognostic factor in the exploration for kimberlites. The regularity of implementation shafts intrusive bodies within the paleo valleys and grabens controlling kimberlites. This is recommended for prediction of new diamond deposits.

Key words: trapp formation, mafic volcano-structures, pyroclastic rocks, diamondiferous fields, Tunguska syncline.

Введение. В пределах восточной окраины Тунгусской синеклизы расположен ряд крупных алмазоносных районов Якутской провинции, в том числе Малоботубинский, Моркокинский, Ыгыаттинский и Далдыно-Алакитский. В их пределах, кроме известных кимберлитовых полей, установлены площади, где в верхнепалеозойских отложениях распространены ореолы рассеивания алмазов и других кимберлитовых минералов, не связанных с известными коренными источниками. Важная особенность геологического строения указанных алмазоносных районов — широкое развитие вулканических и интрузивных пород, обусловленных проявлением пермь-триасового траппового магматизма. Поля развития трапповой формации занимают от 60 до 80% территории алмазоносных районов (рис. 1). Входя в состав

перекрывающего комплекса, они вступают в сложные взаимоотношения с отложениями верхнего и нижнего палеозоя, часто бронируя и интрузируя их, что весьма негативно влияет на проведение палеогеологической реконструкции позднепалеозойского седиментогенеза и усложняет проведение поисковых работ, направленных на выделение новых коренных и россыпных месторождений алмазов. При локализации перспективных участков на перекрытых территориях рассматриваемых районов необходимое условие прогнозных построений — восстановление тальвегов позднепалеозойских палеоводотоков, которые и формировали установленные потоки рассеивания алмазов и их минералов-спутников.

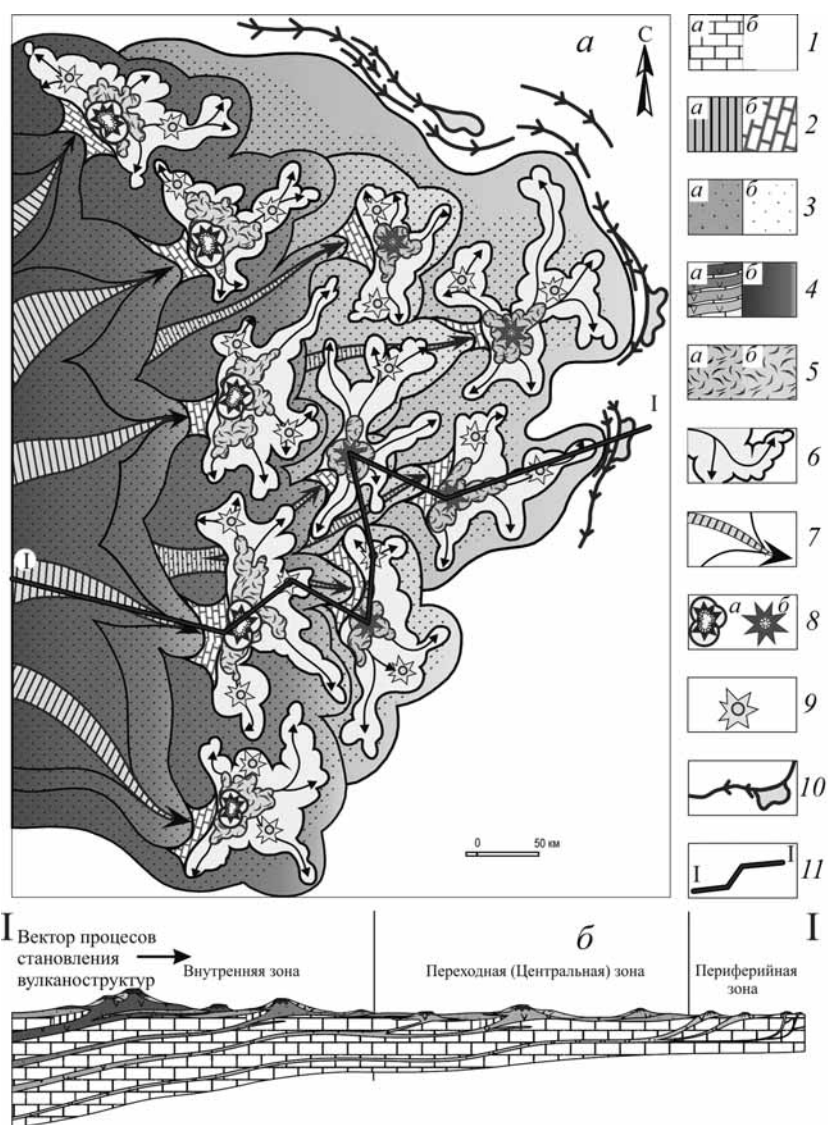
Указанные факторы приводят к необходимости специализированного изучения базитовых

¹ ООО «Норильскгеология», зам. директора по развитию геологоразведочных работ, докт. геол.-минер. н.; e-mail: nikulinii@nornik.ru

² АО «Северо-Западное ПГО», ведущий геолог, докт. геол.-минер. н.; e-mail: i.kobkov57@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии, геохимии и экономики полезных ископаемых, вед. инженер, канд. геол.-минер. н.; e-mail: samsonov@geol.msu.ru

Рис. 2. Принципиальная схема процессов формирования вулканоструктур на востоке Тунгусской синеклизы (а) и разрез по линии I—I (б): 1 — терригенно-карбонатные отложения нижнего палеозоя на разрезе (а) и в плане (б); 2 — инъеكتивные блоки пород нижнего палеозоя в зонах подводящих каналов на разрезе (а) и в плане (б); 3 — терригенные отложения верхнего палеозоя на разрезе (а) и в плане (б); 4 — разнотлубинные внедрения интрузий долеритов на разрезе (а) и в плане (б); 5 — эксплозивные образования эпицентральных областей вулканоструктур на разрезе (а) и в плане (б); 6 — валлообразные интрузии долеритов, их осевые линии и векторы движения магматического расплава; 7 — основные направления движения магматического расплава в зонах подводящих каналов; 8 — эпицентры вулканоструктур: многофокусные (а), однофокусные (б); 9 — эпицентры сателлитных вулканоструктур; 10 — корневые части эродированных вулканоструктур; 11 — линия разреза I—I



Результаты исследований и их обсуждение. Изучение эксплозивных образований показало, что среди вулканокластических пород, содержащих незначительное количество ксеногенного материала, выделяются следующие разновидности: глыбовые туфоагломераты, крупнопсефитовые туфобрекчии, лапиллиевые туфы. В мелколапиллиевых туфах отмечены следы спекания.

Другие вулканокластические породы, содержащие ксеногенные обломочки в повышенном количестве, при тонких исследованиях подразделены на следующие разновидности: витрокластические, литовитрокластические, кристалловитрокластические и кристалловитролитокластические туфы.

Цветовая гамма этих пород в приповерхностных обнажениях и верхних частях разрезов скважин представлена светло-серым, белесым, желтовато-серым, охристо-желтым, зеленовато-серым, зеленым, кирпично-красным, фиолетово-черным и другими оттенками. Такой широкий цветовой спектр вызван прежде всего наложением на туфогенные образования более поздних экзогенных

процессов, например лимонитизации. В наиболее же глубоких частях разреза, вскрытого бурением многочисленных скважин, первичная окраска туфогенных пород, как правило, однотонная и имеет серый, темно-серый цвет с зеленоватым оттенком. В береговых обнажениях туфов нередко отмечена остроугольная тонкоплитчатая, скорлуповатая и шаровая форма отдельности. При этом отпрепарированные размеры шаров и эллипсоидов по разным обнажениям имеют диаметр от 5–10 см до 1–2 м. Максимальные значения мощности туфогенных образований приурочены к понижениям посталяющего траппового рельефа и по данным бурения достигают 150–180 м.

По количественному соотношению эндогенного и экзогенного материала, а также размеру обломков туфогенные и туфогенно-осадочные породы изученных вулканоструктур подразделяются на следующие петрографические типы:

- 1) туфоагломераты (глыбовые и грубообломочные туфы);
- 2) туфы литовитрокластические (крупно- и мелколапиллиевые туфы);

3) мелкопсефитовые туффиты и туфопесчаники;

4) пепловые туфы (туфоалевролиты, туфоаргиллиты).

Туфоагломераты относятся к субжерловой фации и включают в себя как крупнообломочные туфы с размером обломков от 1 до 5 см, так и собственно агломератовые туфы, содержащие обломки пород размером от 5 до 50 см и более. Туфоагломераты характеризуются отчетливо выраженной обломочной структурой. При этом количественно преобладающие размеры обломков пород составляют 5–20 см, распределение их весьма неравномерно и хаотично. Градационного разделения обломков по гранулометрии или вещественному составу не наблюдается. Исключение составляют участки разрезов, где среди крупнообломочных туфов появляются маломощные (1–3 м) прослои и линзы туфопесчаников, туфоалевролитов и мелкообломочных туфов с параллельной наклонной или субгоризонтальной слоистостью, подчеркнутой цветовыми оттенками и обусловленной чередованием слоев с разной гранулометрией обломочного материала.

Форма обломочного материала в агломератовых и крупнообломочных туфах самая различная и изменяется от округлой до угловато-сглаженной и остроугольной. По составу обломки подразделяются на эндогенные, т.е. собственно пирокластические, и экзогенные, представляющие собой захваченные ксенолиты осадочных терригенных пород верхнего палеозоя и карбонатных, терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя. Основной объем обломочного материала (до 70–85%) составляют эффузивные породы, представленные гиадобазальтами, порфиоровыми и миндалекаменными базальтами, крупными обломками базальтовых шлаковых корок. Нередко отмечаются обломки пород интрузивного облика, в составе которых присутствуют толеитовые долериты, порфиоровые микродолериты, мелкозернистые долериты с микропегматитом. Очевидно, что эти эруптивные обломки представляют собой фрагменты интрузивов подводящих каналов для самых ранних эксплозивных фаз, разрушенных более поздними взрывными процессами в результате эволюции центров извержений.

В составе ксеногенных обломков осадочных пород, количество которых здесь не превышает 5–20%, выделяются кварц-полевошпатовые и полимиктовые песчаники, углисто-глинистые алевролиты и аргиллиты, обрывки обугленной древесины, карбонатные породы, в том числе мергели, известняки и доломиты. Иногда встречаются гравий и гальки, а также единичные валуны кремней, кварца, кварцитов и кислых эффузивов из разрушенных эксплозиями верхнепалеозойских отложений. Остроугольная, угловатая и плитчатая (неокатанная) форма экзогенных обломков мест-

ных осадочных пород часто свидетельствует о том, что они подверглись деструкции и лишь незначительному субаэральному переносу без последующего размыва и переотложения в водной среде.

Цементирующая масса в агломератовых и крупнообломочных туфах составляет не более 10–15%. В ее составе присутствуют кальцит, цеолиты, пепловый хлоритизированный материал.

Агломератовые и крупнообломочные туфы среди вулканогенной толщи пользуются относительно ограниченным распространением. Поля их преобладающего развития имеют незначительную площадь и приурочены к эпицентральному частям картируемых вулканоструктур.

Максимальная сохранившаяся мощность крупнообломочных туфов по данным бурения редко превышает 15–20 м, а агломератовых — 5–10 м. Однако при этом следует учитывать, что эта группа пирокластических образований слагала наиболее высокие гипсометрические уровни эксплозивных аппаратов, которые в настоящее время уничтожены более поздними эрозионными процессами. Учитывая значительную обводненность позднепермской озерно-болотной низменности, подтапливаемой эпиконтинентальным бассейном на исследуемой территории, при зарождении вулканических построек, несомненно, должны были возникать мощные грязевые потоки (лахары), останцы которых и представляют собой крупнообломочные и агломератовые туфы.

Туфы литовитрокластические имеют незначительную примесь терригенного материала и характеризуются неравномернообломочной структурой. Размеры большинства обломков изменяются от 1 до 10 мм. Форма обломков крупных гранулометрических классов в основном угловато-сглаженная, иногда изометричная. Мелкие обломки часто имеют угловатую, остроугольную форму, изредка угловато-округлую.

Преобладающая текстура пород массивная. В то же время в отдельных вскрытых разрезах выявлены горизонты мощностью до 5–10 м, в которых наблюдается отчетливо выраженная градационная слоистость, подчеркиваемая окраской и обусловленная чередованием слоев (1–5 см) с разной гранулометрией обломочного материала. Границы слоев как четкие, так и слабо выраженные, параллельные, горизонтальные или полого-наклонные.

Состав крупных обломков в классе >2 мм представлен в основном вулканическим стеклом, гиадобазальтами, иногда витрофировыми плагиобазальтами, реже кристаллами измененных клинопироксенов. Вулканическое стекло нередко лимонитизированное — имеет темно-бурую, коричневатую-охристую окраску. Обломки свежего, неизмененного стекла крайне редки. В подавляющем большинстве они замешены красновато-бурым иддингситом, темно-зеленым хлоритом

и зеленовато-серым изотропным палагонитом. В обломках гиалобазальтов и витрофировых плагиобазальтов с гиалиновой структурой основной массы часто присутствуют поры и мелкие (2–5 мм) округлые миндалины, выполненные хлорит-палагонитом, кальцитом и цеолитами. В отличие от обломков вулканического стекла, здесь повсеместно отмечаются порфиновые выделения плагиоклаза, часто замещенного цеолитами, с размером лейст от 0,3–0,5 до 1,0–3,0 мм.

Мелкие обломки в классе крупности <2 мм в целом имеют тот же состав, но с некоторым преобладанием обломков вулканического стекла. В этом же классе крупности присутствует и основной объем терригенного кластического материала, содержание которого составляет от 5–10 до 15–20%. Ксеногенные зерна в целом отражают литологический состав вмещающих пермских и каменноугольных осадков и представлены кварцем, кремнем, калиевым полевым шпатом, серицитизированным плагиоклазом, биотитом, мусковитом, эпидотом, цоизитом, сфеном и гранатами.

Цементирующая масса в литовитрокластических туфах представлена хлоритизированным и карбонатизированным пепловым материалом. Текстура цемента массивная и нередко пористая. В составе цемента часто присутствуют цеолиты, которые наряду с кальцитом и хлоритом выполняют поры, а также представлены самой связующей массой. В наиболее крупных агрегатах цеолитового цемента ведущую роль играют чешуйчатый гейландит и изотропный анальцит.

Среди вулканогенных образований литовитрокластические туфы пользуются наиболее широким площадным распространением. В плане поля их преобладающего развития занимают промежуточное положение между субжерловыми агломератовыми туфами и туфогенно-осадочными породами. О формировании этих толщ на значительной удаленности от вулканических эпицентров свидетельствуют как небольшие размеры эндогенных обломков и преимущественно рассеянная, в основном мелкозернистая примесь терригенных частиц, так и частое появление в разрезе горизонтов с градиционной слоистостью, свидетельствующей о существенной роли экзогенных факторов переотложения эксплозивного материала при формировании этих толщ.

Мелкоцефитовые туффыты и туфонесчаники представляют собой группу пород, относящихся уже к вулканогенно-осадочным образованиям. Они образовались на еще более значительном удалении от вулканических аппаратов, а условием их осадконакопления нередко служила водная среда.

Основная отличительная характеристика их вещественного состава заключается в значительном количестве терригенного материала, содержание которого даже в разрезе одной скважины может варьировать от 20–30 до 50–70%. Преобладающие

структуры этих пород — мелкоцефитовая, псаммитовая и алевроитовая. Характер распределения обломочного и зернистого материала, как правило, неравномерный. В то же время здесь часто появляются прослой мощностью от 1–2 до 5–10 см с относительно выраженным гранулометрическим составом. Наличие этих прослоев обуславливает горизонтальную, параллельную, слабоволнистую, полого-наклонную и другие типы слоистости. Изредка в наиболее тонких разностях туффов встречается мелкая и тонкая косая однонаправленная слоистость, свидетельствующая о переносе и отложении материала водными потоками. Судя по незначительным размерам косослоистых серий, динамика этих потоков не отличалась особенной активностью.

Окатанность эндогенных обломочков, в составе которых по-прежнему ведущую роль играет вулканическое стекло, витробазальты, кристаллокласты плагиоклаза и клинопироксена, самая различная, но в целом она значительно выше, чем в литовитрокластических туфах. Терригенный материал представлен главным образом песчаными и алевроитовыми зёрнами кварца, кремней, кислых и средних плагиоклазов, эпидота, сфена, граната, чешуйками слюдистых минералов, а также мелкими обломками кварц-слюдистых агрегатов, редким гравием кварца и кварцитов.

Цементирующая масса имеет пепловый или глинисто-пепловый состав. Пепловый материал всегда сильно хлоритизирован. В количественном соотношении он наиболее характерен для прослоев, где преобладают эндогенные обломочки и частицы. Соответственно, глинистый состав цемента наиболее развит в прослоях, обогащенных терригенным материалом, где пепловые частицы присутствуют в подчиненном объеме, нередко обособлены пизолитовые образования.

Пепловые туфы, в том числе туфоалевролиты, туфоаргиллиты, характеризуются алевроитовой и алевропелитовой структурой и преимущественно серой окраской пород. В приповерхностных частях вскрытых разрезов за счет наложения окислительных процессов их окраска нередко изменяется до табачно-серой, коричневатой-желтой и охристой.

По данным петрографических исследований состав обломочного материала в них отличается относительным однообразием. Преимущественным распространением здесь пользуются вулканическое стекло, кварц, плагиоклазы, мелкие обломки пироксенов. Цементирующая масса имеет хлоритовый и хлоритово-глинистый состав.

Текстурные признаки пепловых туфов, степень сортировки и окатанности их обломочного материала в различных частях площадного разреза вулканогенных образований имеют свои отличительные особенности. Так, вблизи эпицентров вулканоструктур, где преобладают субжерловые фации крупнообломочных и агломератовых туфов; мало-

мощные (0,5–1,5 м) прослои и линзы скопления пеплового материала характеризуются комковатой и сгустковой текстурой. Сортировка обломочного материала практически отсутствует. Здесь, среди основной массы пепловых частиц, часто встречаются разноразмерные обломки базальтов, угловатые включения карбонатных пород, крупные рогульки вулканического стекла, кристаллокласты клинопироксена. Степень окатанности обломочного материала во всех гранулометрических классах весьма низкая. Появление среди субжерловых фаций горизонтов пепловых туфов, несомненно, связано с периодическим ослаблением процессов эксплозивной деятельности и развитием грязевых потоков и оползней на склонах вулканических аппаратов.

В совершенно других фациальных условиях формировались пачки пепловых туфов в периферийных частях вулканоструктур, а также на значительном удалении уже за пределами самих структур. Здесь их вскрытая мощность достигает 5–10 м, иногда 20–25 м. Они характеризуются отчетливо выраженной горизонтальной или наклонной параллельной слоистостью. Практически всегда наблюдается высокая степень окатанности и сортировки тонкозернистого вулканогенного и терригенного материала в пределах отдельных слоев, мощность которых варьирует от 0,5–1,0 до 5,0–10,0 см. Характерная черта этих пепловых туфов — также постоянное присутствие пизолитовых обособлений. Очевидно, что образование горизонтов этих туфов связано с переносом мелких вулканических частиц сначала субаэральным способом в виде пепловых туч и выпадением их на поверхность, а затем размывом и переотложением уже в условиях водной среды (рис. 3).

Детальное изучение особенностей строения туфогенных образований рассматриваемого региона показывает их весьма широкую фациальную изменчивость как по площади, так и в вертикальном разрезе. Нередко в керне одной скважины снизу вверх можно наблюдать следующую последовательность вулканогенных осадков: пепловые туфы — туффиты — литовитрокластические туфы с постепенным или резким увеличением размеров обломочного материала вверх по разрезу. Иногда эта последовательность нарушается за счет выпадения из разреза того или иного типа. То же самое относится к размерам и количеству собственно вулканогенного материала. Поэтому при изучении частных разрезов необходимо не только отмечать количественное соотношение выделяемых петротипов, но и фиксировать количественный объем (мощность) каждого из них. Выделение преобладающих в разрезе и на площади петротипов позволило проследить эволюционные этапы формирования эксплозивных образований для отдельных палеовулканических структур и бо-

лее точно выполнить реконструкции эпицентров вулканической деятельности.

Изучение характера распределения мощности интрузивных тел палеовулканоструктур, проведенное на основе данных бурения, позволило выявить определенные закономерности их внутреннего строения и условий формирования. Как правило, эти площади относятся к категории перспективных с установленными находками кимберлитовых минералов и алмазов. Ведущую роль при обработке информации на этих площадях играет построение для каждой выделенной палеовулканоструктуры карты изопахит интрузивных массивов. На основе опыта этих построений в пределах многочисленных участков с разной плотностью скважин выделено четко выраженное распределение основных объемов интрузивного комплекса рассматриваемых структур. Отмечено, что максимальные значения мощности интрузивных массивов каждой из таких структур всегда приурочены к эпицентральному куполо-горстам с наиболее высокими отметками современного рельефа. От эпицентров палеовулканоструктур в радиальных направлениях отходят валообразные массивы с повышенной мощностью, которая плавно уменьшается вдоль их длинных осей от эпицентров к перифериям вулканоструктур.

Анализ характера площадного распределения значений мощности интрузивного комплекса с учетом погребенного рельефа карбонатного цоколя позволил установить, что практически все оси валообразных интрузивных массивов ориентированы вдоль тальвегов позднепалеозойской гидросети. В то же время направления движения магматических расплавов, формирующих эти валообразные массивы, всегда направлены вверх по долинам палеоводотоков. Этот вывод, подтвержденный на многих детально разбуренных полигонах на восточном борту Тунгусской синеклизы, весьма актуален при определении путей миграции кимберлитовых минералов и прогнозировании погребенных россыпей алмазов, связанных с древними водотоками.

Сопоставление карт погребенного рельефа карбонатного цоколя, изопахит интрузивного комплекса, а также структурных планов кимберлитовмещающих образований в пределах Алаkit-Мархинского кимберлитового поля показало их весьма устойчивую совместимость. Установлено, что практически все палеодолины каменноугольного возраста закладываются и унаследованно развиваются в пределах линейных грабенообразных депрессий, выделяемых в структуре нижнепалеозойских образований.

Следует отметить, что все это также имеет важное значение не только для картирования в целом самих вулканоструктур, но и для прогнозных построений при алмазописковых работах на

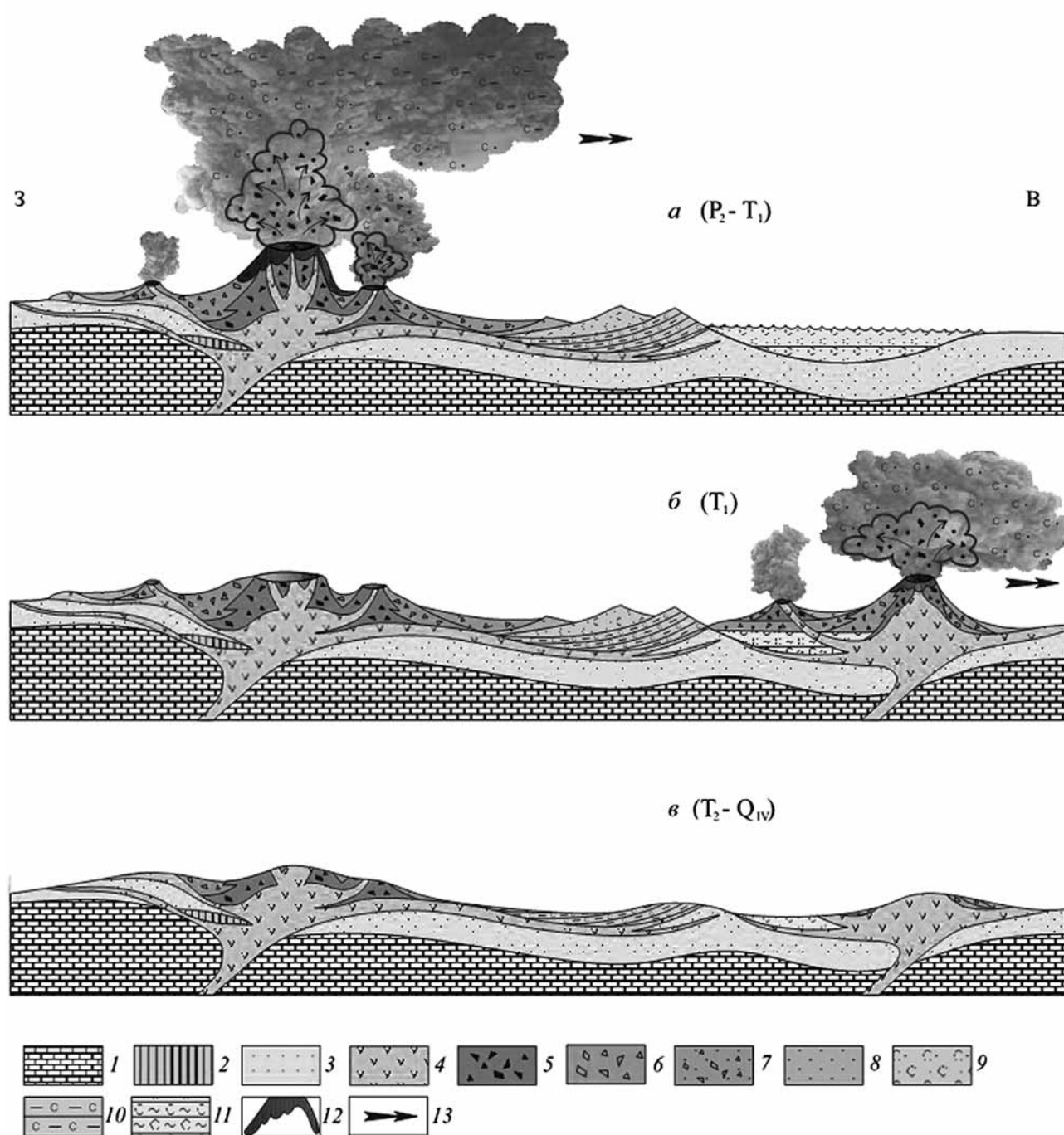


Рис. 3. Модель эволюции туфогенных образований вулканоструктур в пределах восточного борта Тунгусской синеклизы: 1 — терригенные отложения нижнего палеозоя; 2 — инъективные блоки пород нижнего палеозоя в зонах подводящих каналов; 3 — отложения верхнего палеозоя; 4 — интрузии долеритов; 5–11 — туфогенные образования: 5 — глыбовые агломератовые туфы, 6 — грубообломочные агломератовые туфы, 7 — крупнолапиллиевые (крупнопсефитовые) туфы, 8 — мелколапиллиевые крупнообломочные (крупнопсефитовые) туфы, 9 — среднеобломочные (псаммитовые) туфы, 10 — мелкообломочные (алевритовые) туфы, 11 — тонкообломочные (пелитовые) туфы; 12 — лавовые потоки (базальты); 13 — основное направление переноса и отложения туфогенно-осадочных образований

перспективных площадях и участках восточного борта Тунгусской синеклизы.

Данные специализированного фациального анализа туфогенных образований в рамках общего структурно-формационного изучения базитов исследуемой территории показали, что характер распределения их литолого-фациальных комплексов

связан в первую очередь с заложением и эволюцией выделяемых здесь вулканоструктур, а также с постепенным перемещением фронта эпицентров извержений с запада на восток с их последующей деструкцией и размывом (рис. 3).

Вулканогенные породы, сформировавшиеся в результате эксплозивных процессов, играют

ведущую роль в эпицентрах базитовых вулканоструктур [Коробков, Евстратов, 2012]. Основной объем этих пород составляют разнообломочные туфы. Непосредственно вблизи центров извержений картируются крупнообломочные и агломератовые туфы, которые на удалении сменяются средне- и мелкообломочными. В периферийных зонах эпицентральных областей развиты только туфогенно-осадочные породы, представленные мелкопесчистыми туффитами, туфопесчаниками, пепловыми туфами, туфоалевролитами и туфоаргиллитами.

Модель реконструкции эпицентров вулканоструктур указывает на возможное разрушение как кимберлитовмещающих нижнепалеозойских образований [Коробков, Евстратов, 2011], так и верхнепалеозойских осадочных коллекторов алмазов. Все это негативно сказывается на прогнозных построениях при алмазопроисловых работах.

Заключение. Исследования, основанные на фациально-формационном анализе базитовых образований, позволили выполнить районирование и выделить на обширной территории восточного борта Тунгусской синеклизы значительное количество вулканических структур и создать пространственно-объемные модели их становления и эволюции. Изучение поведения базитового расплава при его движении от эпицентров палеовулканоструктур к их перифериям позволило установить наиболее значимые формы отражения морфоструктурных и структурных прогнозных факторов россыпной и коренной алмазности. Отмеченное закономерное внедрение валлообразных интрузивных массивов в пределах палеодолин и кимберлитоконтролирующих грабенов может

быть широко использовано при прогнозировании новых коренных и россыпных источников алмазов.

Исследование структурных и минералогических особенностей выделяемых типов вулканических пород позволило провести литолого-фациальное расчленение разрезов туфовой толщи с выделением генетических типов, формировавшихся на разном удалении от эпицентров извержений. Это оказалось возможным также благодаря тому, что общий генетический фон, т.е. основное наполнение литолого-фациальных комплексов было достаточно выдержанным, несмотря на присутствие того или иного количества типов пород иного генезиса.

Установлено, что пирокластиты сформировались при накоплении горячего и полустывшего материала с разным количеством ксеногенных обломков прорываемых отложений. Среди них широким распространением пользуются пирокластические породы, состоящие из обломков витро- и гиалобазальтов, вулканического стекла, микродеритов и полнокристаллических деритов. Гранулометрическая сортировка обломков отсутствует.

В ходе исследований отмечено, что мелколапиллиевые туфы часто имеют следы спекания, что свидетельствует о горячем состоянии пирокластиков в этот период.

Таким образом, при проведении дальнейших прогнозных построений на алмазы, палеореконовструкций вулканоструктур и картирования эпицентров их извержений необходимо учитывать особенности строения и вещественный состав вулканических образований, широко развитых на востоке Тунгусской синеклизы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Коробков И.Г., Евстратов А.А. Роль базитовых вулканоструктур в прогнозной оценке алмазности районов на востоке Тунгусской синеклизы // Отч. геология. 2012. № 1. С. 40–47.

Коробков И.Г., Евстратов А.А. Модели базитовых вулканоструктур и их роль в прогнозной оценке закрытых территорий алмазности районов на востоке Тунгусской синеклизы // Руды и металлы. 2011. № 3/4. С. 93–94.

Коробков И.Г., Евстратов А.А., Мильштейн Е.Д. Базитовые вулканоструктуры алмазности районов восточного борта Тунгусской синеклизы / Отв. ред. А.А. Поцелуев. Томск: STT, 2013. 270 с.

Коробков И.Г., Никулин И.И., Коробков Я.С., Лыткин К.А. Новые сведения о вулканических образованиях базитовых вулканоструктур восточной окраины Тунгусской синеклизы // Вестн. ВГУ: Геология. 2017. № 4. С. 64–72.

Поступила в редакцию 29.05.2020

Поступила с доработки 30.06.2020

Принята к публикации 12.10.2020

УДК 622.839.43

А.В. Краснова¹, Ю.В. Ростовцева²**БОКСИТОВЫЕ ПОРОДЫ-КОЛЛЕКТОРЫ ЗОНЫ КОНТАКТА
ПАЛЕОЗОЙСКИХ И МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ***ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1**Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

Рассмотрены бокситовые породы доюрского комплекса Урмано-Арчинской нефтегазоносной зоны Западно-Сибирской плиты, сформированные в основном за счет пролювиально-делювиально-аллювиального смыва продуктов коры выветривания в карстовые полости. Источником сноса могли служить магматические породы среднего состава и глинистые толщи, вскрытые скважинами на северо-востоке от изучаемой территории в эрозионно-тектонических выступах фундамента. Глиноземистый состав и коллекторские свойства бокситовых пород обусловлены фильтрацией нагретых растворов на стадии катагенеза.

Ключевые слова: кора выветривания, бокситовые породы, доюрский комплекс, Урмано-Арчинская площадь, Западная Сибирь.

Bauxite rocks of the pre-Jurassic complex of the Urmano- Archinskaya area of the West Siberian Plate are considered, which were formed mainly due to proluvial-deluvial-alluvial re-deposition of weathering products into karst traps. The parent rocks could be volcanic rock of intermediate composition and clay deposits, drilled by wells into erosion-tectonic uplift of the basement to the north-east of the study area. The reservoir properties and alumina enrichment of study sediments are due to the leaching by hydrothermal solutions of bauxite rocks during deep-burial diagenesis.

Key words: surface weathering, bauxite, Pre-Jurassic complex, Urmano-Archinskaya area, Western Siberia.

Введение. Изучение пород-коллекторов в зоне контакта палеозойских и мезозойских отложений (НГГЗК) Западно-Сибирской плиты уже несколько десятилетий привлекает внимание исследователей в связи с постепенным истощением запасов традиционных месторождений углеводородов в осадочном чехле. Особый интерес вызывает изучение продуктов древней коры выветривания, развитой в кровле доюрского основания. Среди этих гипергенных образований выделяются высокопористые бокситовые породы, в которых установлены признаки нефтегазоносности [Курбала, 1990; Главнова и др., 2015]. Генезис, источник вещества и стадийность вторичных преобразований подобных глиноземистых образований до сих пор остаются во многом дискуссионными [Главнова и др., 2015]. Присутствие пород этого типа выявлено в пределах Урмано-Арчинской разведочной площади (Томская область), которая расположена в центральной части Нюрольской структурно-фациальной зоны Западно-Сибирской плиты. Рассмотрим результаты изучения бокситоподобных образований, вскрытых одной из скважин в этой нефтегазоносной зоне.

Объект и методы исследования. В Нюрольской мегаплатине, включающей Урмано-Арчинскую нефтегазоносную зону, к поверхности доюрского комплекса выходят дислоцированные, складчатые карбонатные и терригенные толщи, имеющие возраст от раннего девона до позднего карбона (рис. 1). Они частично перекрыты отложениями липаритовой формации, которая образовалась за счет магматической деятельности на заключительном этапе герцинской складчатости в карбоне–перми. В перми–триасе в результате активизации вулканизма сформировались толщи от ультраосновного до кислого состава. С перми до начала юры происходили процессы выветривания и пепленизации с формированием коры выветривания [Исаев, 2010; Ковешников, Недоливко, 2012; Лобова и др., 2018]. По известнякам происходило карстообразование с позднего карбона по юрское время [Найденков, Суркова, 1985]. Отложения доюрского комплекса перекрыты юрско-палеогеновыми отложениями мощностью более 1,5 км.

Урмано-Арчинская нефтегазоносная зона имеет сложное тектоническое строение. Месторождения нефти и газа в ней приурочены к приподнятой

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра нефтегазовой седиментологии и морской геологии, аспирант; *e-mail:* boxannak@gmail.com

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра нефтегазовой седиментологии и морской геологии, зав. кафедрой, профессор, докт. геол.- минер. н.; *e-mail:* rostovtseva@list.ru

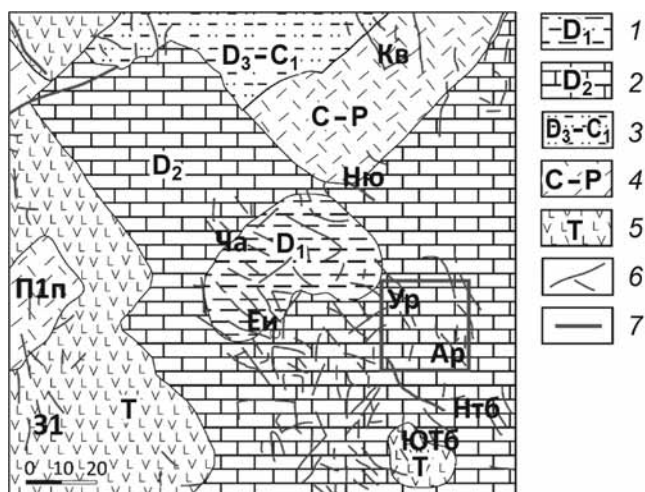


Рис. 1. Схематическая карта распространения разных типов пород фундамента и тектонических нарушений Нюрольской мегавпадины, по [Конторович и др., 2001; Лобова и др., 2018]: 1–5 — комплексы пород фундамента с указанием их возраста: 1 — глинисто-кремнистые сланцы и эффузивы, 2 — карбонатные и глинисто-карбонатные породы, 3 — терригенные породы, 4 — липариты и эффузивы среднего состава, 5 — вулканогенно-осадочные породы от основного до кислого состава; 6 — разломы; 7 — Урманно-Арчинская зона (границы условные). Буквенные обозначения — названия месторождений или отдельных скважин доюрского комплекса: Кв — Квензерская, Нью — Нюльгинская, Ча — Чагвинское, ПП — Пешеходная 1 параметрическая, Еи — Еллей-Игайское; Ур — Урманское, Ар — Арчинское, З1 — Зимняя 1, Нтб — Нижнетабагинское, Ютб — Южно-Табагинское

ступени фундамента, осложненной с востока и запада зонами дробления.

В этой зоне один из типов пород-коллекторов представлен бокситовыми проницаемыми отложениями, залегающими на девонских известняках [Сурков, Конторович, 1991]. Подобные породы были вскрыты изучаемой скважиной на глубине около 3343,0 м. В рассматриваемой части разреза, охарактеризованной керном, по литологическим признакам снизу вверх выделяются четыре слоя.

Слой 1 (3346,0–3362,0 м) сложен перекристаллизованными органогенно-обломочными кораллово-амфипоровыми известняками нижнего девона (поздний эмс). Известняки плотные, разбиты сетью разнонаправленных трещин, залеченных кальцитом. Мощность отложений около 16,0 м.

Слой 2 (3286,9–3343,0 м) представлен сочетанием пластов известняков, аналогичных карбонатам слоя 1, и бокситовых пород. Мощность пластов известняков достигает 3,3 м, бокситовых пород — 1,2 м (рис. 2, а–в). На контакте двух типов пород обнаружены следы растворения и брекчирования известняков. Проникновение вещества бокситовых отложений по трещинам, развитым в известняках, обуславливало возникновение структуры, сходной с брекчиевидной (рис. 2, а, б). Наблюдаются при-

знаки карстообразования. Мощность отложений около 56,1 м.

Слой 3 (3269,1–3286,9 м) сложен бокситовыми породами. В низах этого слоя породы характеризуются высокой пористостью (открытая пористость по воде до 36,9%), а в кровле содержат углефицированные растительные остатки (рис. 2, г). Мощность отложений около 17,8 м.

Слой 4 (3260,0–3269,1 м) представлен терригенными отложениями нижней юры (поздний тоар). Углистые аргиллиты черного цвета, залегающие в основании этой части разреза, выше сменяются песчаниками и гравийно-галечными отложениями. Мощность отложений около 9,1 м.

Отложения рассматриваемого интервала разреза были детально изучены. Породы анализировали с помощью оптической и электронной микроскопии, а также рентгенофазовым и геохимическим методами в лабораториях геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (использован сканирующий электронный микроскоп «Jeol JSM 6480LV»). Керновый материал, шлифы, данные рентгено-флуоресцентного анализа и петрофизических исследований образцов предоставлены ООО «Газпромнефть НТЦ».

Результаты исследований и их обсуждение.

В изучаемых отложениях выделено три основных литологических типа бокситовых пород.

К первому литотипу отнесены обломочно-оолито-пизолитовые образования (рис. 3 а–в). Породы сложены в основном сферическими и эллипсоидальными зернами, имеющими как однородное (пеллеты), так и четко выраженное концентрическое строение (оолиты и пизолиты). Зерна с концентрическим строением обычно преобладают и характеризуются более крупными размерами частиц (до 5–10 мм и более). Зерна с однородным строением имеют преимущественно тонко- и мелко-среднезернистую песчаную размерность. Большая часть зерен сложена каолинитом, отдельные оолиты и пизолиты состоят из минерала группы крадаллита (алюмофосфат стронция). В зернах алюмофосфатного состава часто видны трещины

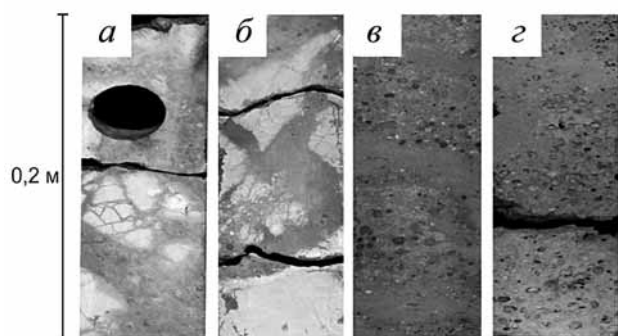
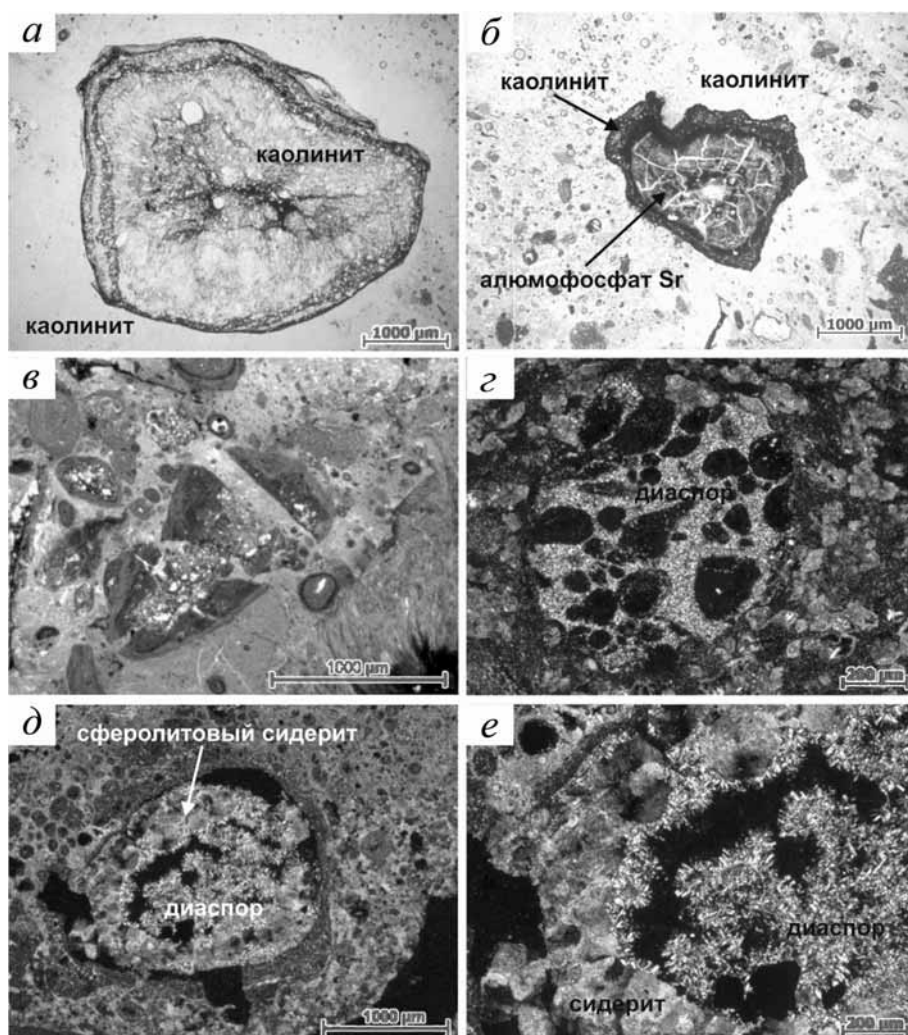


Рис. 2. Изученные бокситовые породы: а, б — известняки с брекчиевой структурой в сочетании с бокситовыми отложениями; в — бокситовая порода со следами сортировки оолитов и пизолитов; г — эпигенетически преобразованная бокситовая порода с частично выщелоченными оолитами и пизолитами

Рис. 3. Микрофотографии бокситовых пород: *а* — деформированный оолит, сложенный каолинитом; *б* — оолит рыжевато-коричневого цвета, сложенный алюмофосфатом стронция (минерал группы крадаллита), разбитый трещинами синерезиса и с бурой каймой из каолинита, содержащей скопления рутила и циркона; *в* — обломки каолинитового оолита; *г* — обломок породы, содержащий оолиты и замещенный диаспором, окружающая масса сложена каолинитом, диаспором и сидеритом; *д* — выщелоченный оолит с вторичными игольчатыми кристаллами диаспора и сферическим сидеритом; *е* — то же, крупный план. Фото *г*, *д*, *е* выполнены с анализатором



синерезиса. В породе также встречаются обломки зерен, фрагменты бокситовых пород, местами наблюдается слоистость, что свидетельствует о переносе гипергенного материала. Зерна скреплены пелитоморфной массой каолинитового состава. Этот тип пород свойствен нижней части изучаемого разреза (слой 2 и основание слоя 3).

Второй литотип представлен образованиями, в целом сходными с породами первого типа, но отличающимися от них наличием следов интенсивного выщелачивания (рис. 3, *г–е*). В породах наблюдается вторичная пустотность внутри зерен (в основном оолитов и пизолитов), которая также местами отмечена и в межзерновом пространстве. Во внутренней части выщелоченных зерен видны скопления идиоморфных кристаллов диаспора размером около 0,05 мм. Поверх кристаллов диаспора выявлено развитие сидерита разной формы (сферолитовой и ромбоэдрической) (рис. 3, *д*, *е*; рис. 4, *а*). Выщелачивание скрепляющей массы пород происходило с замещением первичного каолинитового вещества глиноземом и сидеритом. Электронная микроскопия позволила выявить наличие в ней аутигенных рудных минералов: галенита и

халькопирита (рис. 4, *б*). Этот тип пород слагает среднюю часть слоя 3 изучаемого разреза.

К третьему типу отнесены пелитоморфные глиноподобные образования с очаговым развитием в основной массе каолинитового и глиноземистого вещества. Этот тип пород встречается только на одном уровне разреза, он слагает маломощный интервал в верхах слоя 3.

В изученных бокситовых породах отмечен детритовый циркон, а также выделения рутила (рис. 4, *в*, *г*). Цвет пород варьирует от темно-серого до светло-серого и от рыжевато-коричневого до светло-бежевого.

По химическому составу, согласно классификационной диаграмме Д. Бардошши [Бардошши, 1981], рассматриваемые отложения относятся к разным вещественным типам пород (рис. 5). Бокситовые породы первого литотипа соответствуют бокситовым глинам и глинистым бокситам, второго и третьего литотипов — бокситам, железистым бокситам и бокситовой железной руде. Высокое содержание железистой составляющей в бокситовых образованиях второго и третьего литотипов может быть обусловлено значительной вторичной сидеритизацией этих пород. Повышенное коли-

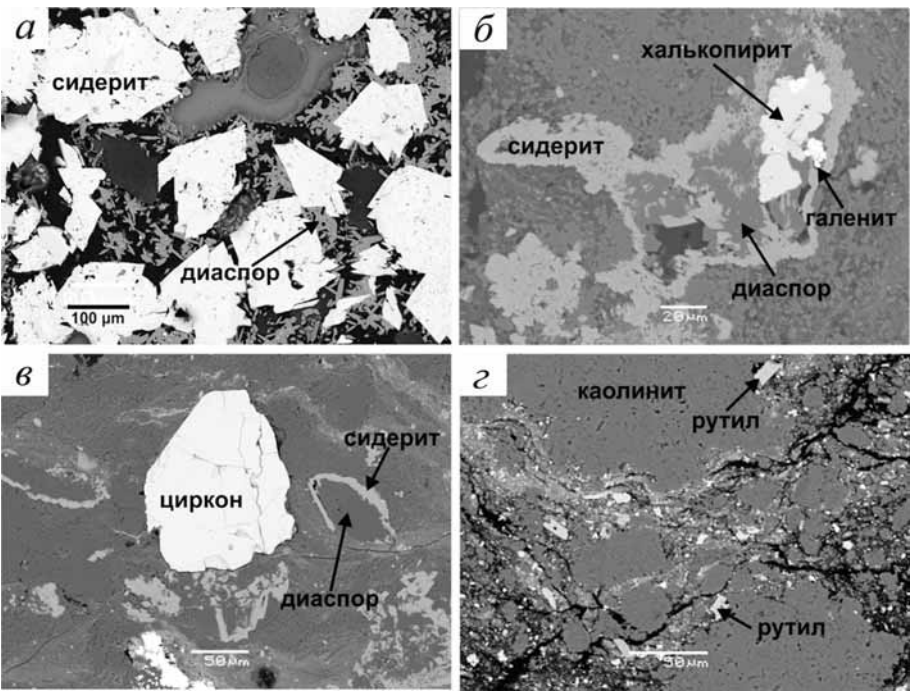


Рис. 4. Электронно-микроскопические снимки бокситовых пород: а — игольчатые кристаллы диаспора с более поздней генерацией идиоморфного сидерита в пустотном пространстве оолита; б — замещение основной массы породы вторичными выделениями кристаллов диаспора, сидерита, халькопирита и галенита; в — основная масса бокситоподобной породы с детритовым зерном циркона, замещенная диаспором и сидеритом; г — скопления рутила в центре оолита, сложенного каолинитом

чество глинозема в них, скорее всего, связано с дополнительной концентрацией оксидов алюминия за счет растворения и выноса кремнезема при выщелачивании.

Рентгенофазовый анализ валовых проб показал, что основной глинистый минерал бокситовых пород — каолинит, основной минерал глинозема — диаспор, а железо концентрируется в сидерите (табл. 1).

Слабоизмененные бокситовые породы первого литотипа и их выщелоченные аналоги второго и третьего литотипов различаются по содержанию основных компонентов. В разностях первого литотипа (обр. 24889, 24889а, 24735) содержание (%) SiO_2 меняется от 37,22 до 45,86, Al_2O_3 — от 37,52 до 42,65, Fe_2O_3 — от 0,10 до 2,08. В породах

второго литотипа (обр. 29951, 29946, 24714) содержание SiO_2 значительно ниже — от 0,41 до 1,79%, а содержание Al_2O_3 и Fe_2O_3 составляет от 28,93 до 57,83% и от 14,86 до 36,24% соответственно. В третьем литотипе (обр. 29941, 29937) содержание оксида кремния несколько выше, чем во втором, и составляет от 2,06 до 18,11% при содержании Al_2O_3 от 37,83 до 42,31% и Fe_2O_3 от 14,36 до 22,94% (табл. 2).

В изученных бокситовых породах выявлена высокая концентрация (ppm) Sr (230–6697), Ba

Таблица 1

Минеральный состав бокситовых пород доюрского комплекса Урмано-Арчинской зоны по результатам рентгеноструктурного анализа

Минерал	Номер образца					
	24889	24882	24847	29946	29941	29937
Минерал, %						
сметит	4	5	—	—	2	2
гидрослюда	—	—	—	—	2	—
смешанослойные слюда-сметит	4	—	2	—	2	—
каолинит	79	71	28	—	4	5
цеолит	—	1	1	—	2	1
гипс	—	—	—	—	—	1
бёмит	—	—	—	—	—	1
диаспор	—	—	—	30	33	22
кальцит	9	3	52	—	—	—
доломит	—	—	1	—	—	1
сидерит	4	20	16	70	52	67
гётит	—	—	—	—	3	—
сумма	100	100	100	100	100	100

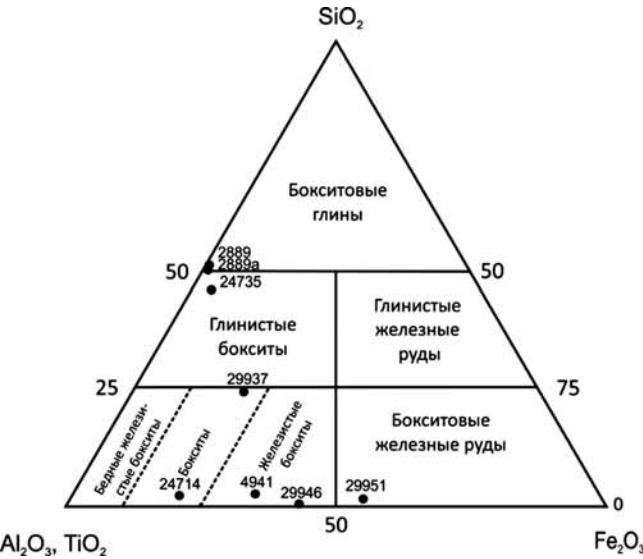


Рис. 5. Классификационная диаграмма бокситов, по [Бардошши, 1981], с изменениями по [Sinisi, 2018], с фигуративными точками составов изученных пород

Таблица 2

Химический состав бокситовых пород доюрского комплекса Урмано–Арчинской зоны по данным микрозондового (обр. 24889, 24889а) и рентгено–флюоресцентного анализов (24735, 29951, 29946, 24714, 29941, 29937)

Состав	Номер образца							
	24889	24889а	24735	29951	29946	24714	29941	29937
Оксиды, %								
SiO ₂	45,86	42,67	37,22	1,20	0,41	1,79	2,06	18,11
Al ₂ O ₃	42,65	40,15	37,52	28,93	37,54	57,83	42,31	37,83
Fe ₂ O ₃	0,10	0,34	2,08	36,24	29,13	14,86	22,94	14,36
MgO	—	0,05	—	1,58	0,78	0,62	0,94	0,58
MnO	—	—	0,01	0,20	0,13	0,05	0,18	0,10
CaO	—	0,08	0,69	1,38	2,71	0,77	1,37	2,29
Na ₂ O	—	—	0,18	—	—	—	—	—
K ₂ O	0,01	0,06	0,11	0,03	0,02	0,05	0,07	0,14
TiO ₂	—	0,83	2,30	1,48	1,48	2,62	2,02	2,43
P ₂ O ₅	—	—	1,95	0,12	0,13	0,31	0,31	0,90
SO ₃	—	—	0,17	0,07	0,04	0,07	0,06	0,17
Cl	—	—	0,09	0,04	0,01	0,03	0,02	0,04
ппп	—	—	16,40	28,45	27,37	20,46	27,36	22,28
Сумма	88,62	84,19	98,72	99,72	99,75	99,47	99,63	99,24
Элементы–примеси, ppm								
Ba	—	—	889	99	0	74	82	361
Co	—	—	10	39	41	35	38	51
Cu	—	—	36	85	14	42	50	53
Zn	—	—	629	96	105	91	88	233
V	—	—	525	552	406	627	611	465
Zr	—	—	735	360	342	720	468	620
Ni	—	—	295	105	111	154	93	486
Pb	—	—	97	31	32	68	32	82
Sc	—	—	23	53	25	24	38	24
U	—	—	41	—	—	24	17	12
Y	—	—	206	52	47	98	78	107
Sr	—	—	6697	264	230	846	658	2824
Cr	—	—	405	262	256	457	271	403
Ga	—	—	87	31	43	92	41	57
Ge	—	—	—	—	—	8	—	—
As	—	—	89	—	—	162	—	546
Nb	—	—	20	13	15	31	22	24
Sn	—	—	31	—	14	18	18	15
Hf	—	—	25	—	—	25	—	—
РЗЭ, ppm								
La	—	—	110,85	24,73	23,02	38,37	75,04	61,39
Ce	—	—	192,12	120,48	147,35	216,55	117,23	230,39
Nd	—	—	116,60	55,73	37,72	61,73	42,87	83,16

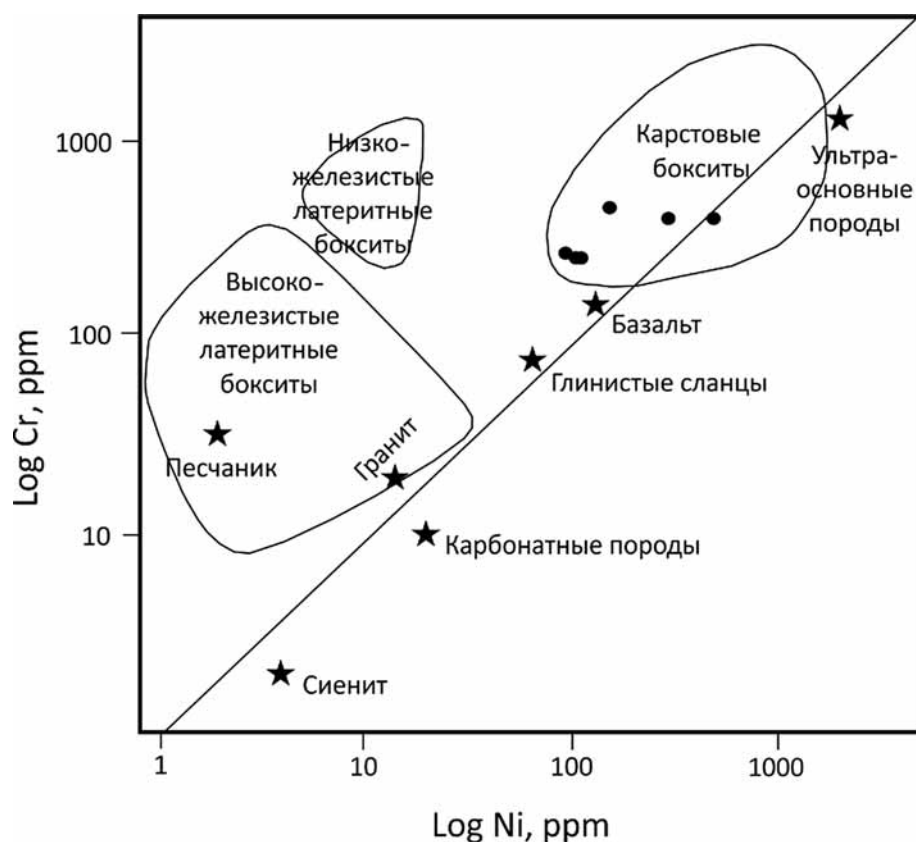


Рис. 6. Диаграмма Ni–Cr для бокситов и других типов пород, по [Schroll, Sauer, 1968], с фигуративными точками составов изученных пород

(74–889), Zr (342–735), V (406–627), Ni (93–486), Cr (256–457). В отдельных пробах установлено значительное содержание Y, As (табл. 2).

На диаграмме Ni–Cr изученные породы соответствуют карстовым бокситам [Schroll, Sauer, 1968] (рис. 6).

Такие элементы-примеси, как Cr, Ni, V, Co, Zr, Nb, Y, Ga, считаются малоподвижными в процессах выветривания. Они накапливаются в остаточных продуктах кор выветривания [Bonì, 2013]. Некоторые из них используются для определения материнских пород элювиального профиля. Чтобы определить тип материнских пород для изучаемых бокситовых пород, был построен ряд геохимических диаграмм, основанных на концентрации элементов-примесей и Ti.

Диаграмма соотношения $Zr:TiO_2$ и $Nb:Y$ широко применяется для определения материнских пород при изучении сильноизмененных магматических пород [Floyd, Winchester, 1978]. Фигуративные точки составов исследуемых бокситовых пород на этой диаграмме локализованы в поле андезитов (рис. 7).

Это согласуется с данными, которые получены при построении диаграммы Özlü [Özlü, 1983], позволяющей определять источник вещества карстовых бокситов по соотношению в них Zr, Cr, и Ga. Фигуративные точки составов бокситовых пород находятся в поле III этой диаграммы, что позволяет рассматривать в качестве материнских пород глинистые отложения и магматические образования среднего состава (рис. 8).

Для определения материнских пород был также использован «коэффициент аккумуляции» элементов-примесей R для бокситов [Shaw, 1964]. Коэффициент аккумуляции R вычисляется по формуле

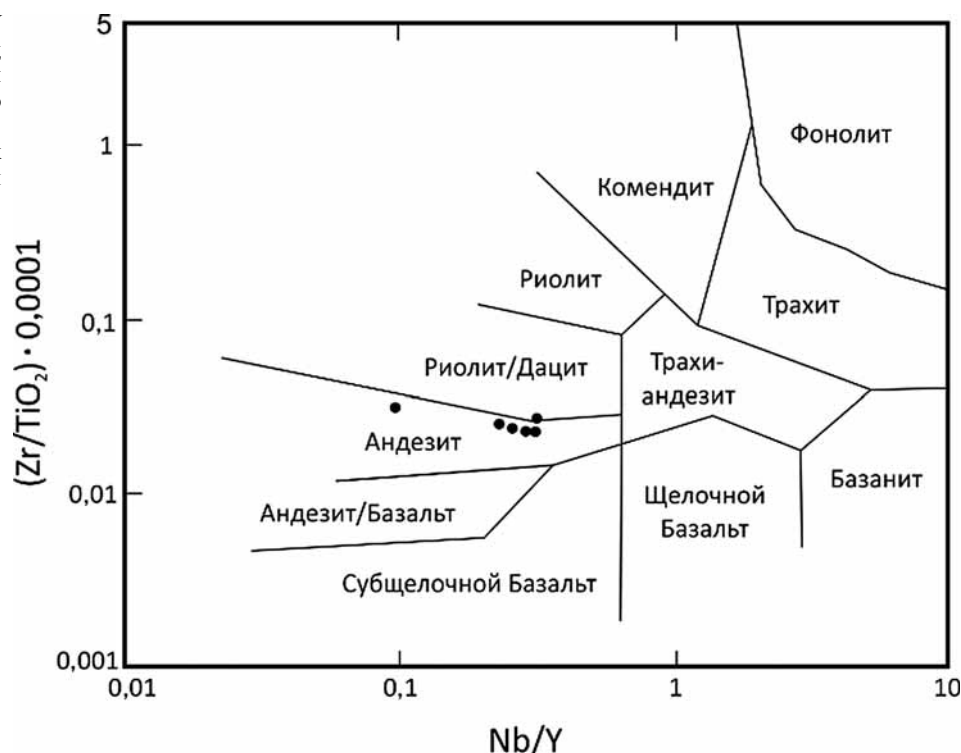
$$R = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{k_i}{K_i},$$

где i — элемент-примесь, n — число использованных элементов, k_i — средняя концентрация элемента примеси в профиле, K_i — средняя концентрация элемента в литосфере [Mason, Mooge, 1982].

Коэффициент аккумуляции был рассчитан по содержанию Cr, Mn, Ni, Ga, Zr, Sc, V, Cu, Pb. На диаграмме соотношения R и Cr [Özlü, 1983] видно, что материнскими породами изученных бокситовых образований могли быть, скорее всего, магматические породы среднего состава и глинистые породы (аргиллиты, сланцы) (рис. 9).

Результаты исследований и их обсуждение. По карбонатным породам может формироваться маломощный элювиальный профиль. В карстовых полостях этих пород также часто улавливается гипергенный материал, сносимый при размыве коры выветривания. По особенностям совместного залегания известняков и бокситовых пород, признакам карстования, следам транспортировки гипергенных продуктов рассматриваемые элювиальные накопления в большей степени соответствуют переотложенным образованиям. Это хорошо согласуется с имеющимися опубликованными

Рис. 7. Диаграмма $Zr/TiO_2-Nb/Y$ для определения материнских пород коры выветривания, развивающейся по магматическим образованиям, по [Floyd, Winchester, 1978]. Фигуративные точки составов изученных пород локализованы в области андезитов



данными [Баженов, Бабанская, 1991; Ежова, 2012; Главнова и др., 2015]. По А.В. Ежовой [2012], необходимое условие для возникновения скоплений переотложенного бокситоподобного материала заключается в пролювиально-делювиально-аллювиальном смыве и оползании продуктов выветривания, образующихся на алюмосиликатных породах вблизи их контакта с карбонатными отложениями.

Формирование элювиального профиля суммарной мощностью более 10,5 м при выветривании известняков представляется маловероятным в связи с низким содержанием в них алюминия и кремния.

Если гипергенный материал переотложенный, то в этом случае важным становится определение вещественного состава первичных материнских пород, по которым происходило развитие продуктов выветривания. Некоторые исследователи предполагают, что рассматриваемые бокситовые образования сформировались по туфам и эффузивам основного состава, испытавшим латеритизацию [Шабистов, 2002; Ковешников, Недоливко, 2012]. Полученные данные о первичном существенно каолинитовом составе изученных продуктов выветривания и их изначальной обедненности глиноземом не подтверждают подобную точку зрения.

По содержанию элементов-примесей бокситовые породы соответствуют элювиальным накоплениям, сформировавшимся по магматическим образованиям среднего состава (например, андезитам) и/или глинистым отложениям (аргиллитам, сланцам) (рис. 7–9).

Самым близким возможным источником элювиального материала, учитывая полученные данные, могли служить выходы глинистых пород

и вулканитов палеозоя (нижнего девона), установленные на северо-западе от Урмано-Арчинской зоны (рис. 1). В пределах этих выходов скважинами Еллейская 1 и Чагвинская 1, 2, 4 вскрыты эффузивные породы и их туфы, терригенные и глинисто-кремнистые породы [Конторович и др. 2001; Лобова и др., 2018].

Важно выявить механизм возникновения коллекторских свойств в изученных бокситовых породах. Согласно А.Е. Ковешникову и Н.М. Недоливко [2012], формирование коллекторов в бок-

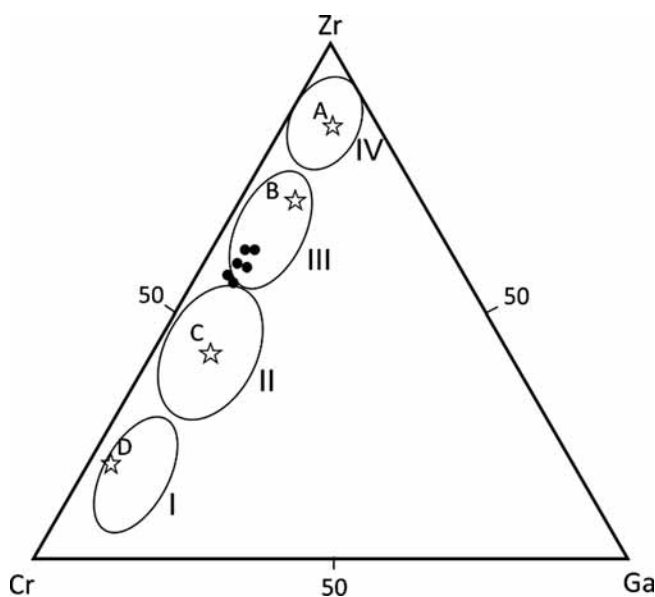


Рис. 8. Диаграмма Ga–Zr–Cr для определения материнских пород бокситов, по [Özlü, 1983], с фигуративными точками составов изученных пород. Средние значения концентрации в породах: кислых (А), средних (В), основных (С) и ультраосновных (D). Типы пород: ультраосновные (I), основные (II), среднего состава или глинистые (III), кислые (IV)

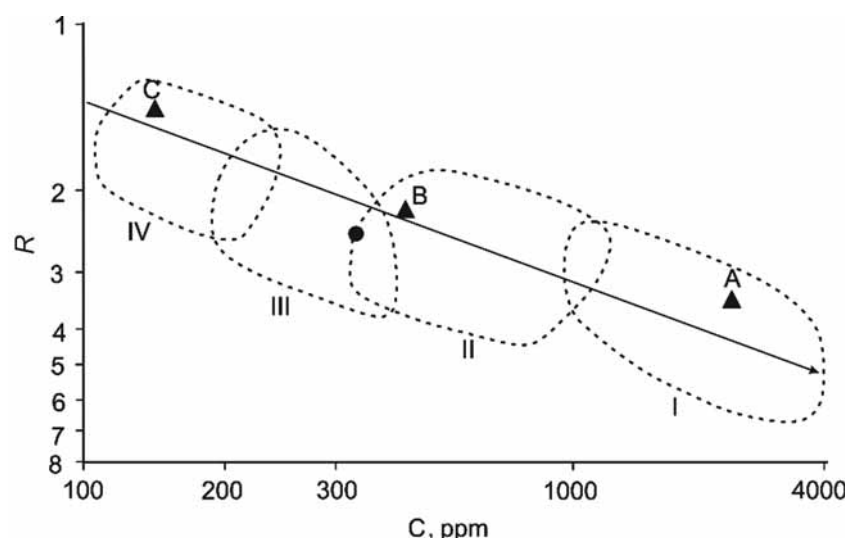


Рис. 9. Диаграмма R–C для определения типа материнских пород с фигуративной точкой составов изученных бокситовых образований, по [Özlü, 1983]. А, В и С — составы латеритов по амфиболитам, базальтам и гранитам соответственно. Типы материнских пород: ультраосновные (I), основные (II), среднего состава или глинистые (III), кислые (IV)

ситах доюрского комплекса во многом аналогично образованию осадочных обломочных пород с первичной открытой пористостью. По Б.В. Шабистову [Шабистов, 2002], диагенетические процессы — главные в развитии фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС). Согласно данным Е.Н. Главновой с соавторами [2015], образование вторичной пористости в бокситах могло происходить на стадии классического или наложенного диагенеза.

Изучение минерального состава и стадийности преобразования бокситовых пород показало, что, несмотря на их обломочно-оолитово-пизолитовую структуру, по вещественному составу они относятся к глинистым образованиям, часть которых была существенно изменена за счет вторичных процессов.

Слабоизмененные обломочно-оолито-пизолитовые, существенно каолининовые образования снизу вверх по разрезу сменяются сильновыщелоченными высокопористыми породами диаспор-сидеритового состава. Выщелачивание бокситовых глин с образованием диаспора и сидерита — результат проработки пород нагретыми растворами на глубине, а не в условиях гипергенеза и диагенеза.

О протекании процессов выщелачивания в уже литифицированной породе в катагенезе свидетельствует сохранение относительно крупных полостей на месте бывших оолитов и пизолитов. Выше выщелоченных разностей бокситовых пород залегают менее преобразованные подобные образования.

В выщелоченных оолитах и пизолитах обнаружены идиоморфные игольчатые кристаллы диаспора, растущие внутри пустотного пространства, поверх которых находятся сферолитовые и идиоморфные кристаллы сидерита (рис. 3 д, е; рис. 4, а). Диаспор — высокотемпературный минерал глинозема, который стабилен при $T=200\div380$ °С и давлении более 100–150 атм. Осаждение диаспора происходит в слабощелочной среде при pH 8–10 [Бушинский, 1971; Бардошши, 1981]. Кристаллы

диаспора могли сформироваться из глинозема, освободившегося из каолинита за счет растворения и выноса кремнезема слабощелочными нагретыми растворами, циркулировавшими в пласте. С действием гидротермальных растворов была связана вторичная сидеритизация этих пород.

На фильтрацию в отложениях горячих растворов указывает присутствие в них типично гидротермальных минералов: галенита и халькопирита, которые развиваются в выщелоченных разностях бокситовых пород поверх кристаллов диаспора и сидерита. (рис. 4, б).

По многочисленным литературным данным Урмано-Арчинская зона характеризуется развитием большого количества тектонических разломов и зон дробления, служащих проводящими каналами для гидротермальных растворов, которые способствуют улучшению коллекторских свойств пород [Конторович, 2001; Конторович, 2007; Жуковская, 2013]. Вдоль разломов карбонатные породы становятся менее прочными, что способствует лучшей фильтрации вод и карстообразованию [Бардошши, 1981].

Выводы. 1. Изученные бокситовые породы, вскрытые одной из разведочных скважин в пределах Урмано-Арчинской зоны, представлены отложениями карстовых полостей, возникших за счет пролювиально-делювиально-аллювиального смыва и переноса продуктов коры выветривания, развивавшейся по алюмосиликатным породам.

2. По значениям концентрации микроэлементов установлено, что для рассматриваемых гипергенных образований материнскими породами могли быть магматические породы среднего состава и/или глинистые толщи. Предполагается, что источником элювиального вещества могла служить кора выветривания, возникшая по вулканитам и кремнисто-глинистым отложениям палеозоя (предположительно раннедевонского возраста), выходящим к поверхности доюрского комплекса в ядре антиклинальной складки на северо-западе от изучаемой территории. При этом степень латеритизации была незначительной.

3. По вещественному составу рассматриваемые бокситовые образования оказались преимущественно каолинитовыми, а их высокопористые сидерит-диаспоровые разности — продуктами процессов вторичного выщелачивания. Выщелоченные разности бокситовых пород обладают коллекторскими свойствами (относятся к порово-трещинно-кавернозному типу коллектора) и расположены вблизи контактовой зоны с вы-

шележащими юрскими отложениями. Изучение минерального состава и стадийности преобразований этих пород показало, что их вторичные изменения связаны с фильтрацией нагретых растворов на стадии катагенеза. Полученные данные свидетельствуют в пользу гипотезы о гидротермальной проработке пород изучаемого района по многочисленным тектоническим разломам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баженов В.А., Бабанская И.В. Бокситы палеозойского фундамента Западно-Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1991. № 1. С. 101–107.
- Бардошии Д. Карстовые бокситы. М.: Мир, 1981. 455 с.
- Бушинский Г.И. Геология бокситов. М.: Недра, 1971. 368 с.
- Главнова Е.Н., Тугарова М.А., Жуковская Е.А. и др. Геолого-геофизическая характеристика и генезис доюрских отложений Урман-Арчинской площади // Нефтяное хозяйство. 2015. № 6. С. 33–37.
- Ежова А.В. Глиноземистые и железистые породы из продуктивной толщи юго-востока Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции (Томская область) // Изв. Томск. политех. ун-та. Сер. Науки о Земле. 2012. Т. 321, № 1. С. 111–115.
- Жуковская Е.А., Главнова Е.Н., Буторина М.А. Тектоно-седиментационная модель как основа прогноза зон распространения трещинных коллекторов в карбонатных палеозойских отложениях Западно-Сибирской плиты (на примере Арчинского нефтегазоконденсатного месторождения) // VII Всеросс. литол. совещ. «Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории». Т. 1. Новосибирск, 2013. С. 311–314.
- Исаев Г.Д. Стратификация и состав пород зоны контакта мезозой–палеозой // Вестн. Томск. гос. ун-та. 2010. № 331. С. 203–209.
- Ковешников А.Е., Недоливко Н.М. Коры выветривания доюрских отложений Западно-Сибирской геосинеклизы // Изв. Томск. политех. ун-та. Сер. Науки о Земле. 2012. Т. 320, № 1. С. 77–81.
- Конторович В.А. Сейсмогеологические критерии нефтегазоносности зоны контакта палеозойских и мезозойских отложений Западной Сибири // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, №. 5. С. 538–547.
- Конторович А.Э., Буриштейн Л.М., Елкин Е.А. и др. Количественная оценка ресурсов углеводородного сырья Томской области, с уточнением ресурсов по лицензионным участкам. Кн. 1. Новосибирск; Томск: Изд-во ИНГГ СО РАН, 2001. 264 с.
- Курбала Е.Л. Коллекторы нефти и газа в коре выветривания карбонатов // Геология нефти и газа. 1990. № 1. С. 29–32.
- Лобова Г.А., Исаев В.И., Кузьменков С.Г. и др. Нефтегазоносность коллекторов коры выветривания и палеозоя юго-востока Западной Сибири (прогнозирование трудноизвлекаемых запасов) // Геофиз. журн. 2018. Т. 40, № 4. С. 73–106.
- Найденев О.В., Суркова Г.И. Литофации и нефтегазоносность межформационной толщи юго-востока Западно-Сибирского НГБ // Тез. докл. V Всесоюз. семинара «Формации осадочных бассейнов». М., 1985. С. 238–239.
- Сурков В.С., Конторович А.Э. Теоретические и региональные проблемы геологии нефти и газа. Новосибирск: Наука, 1991. 240 с.
- Шибистов Б.В. Закономерности формирования и размещения континентальных бокситов: Автореф. канд. дисс. М., 2002.
- Boni M., Rollinson G., Mondillo N. et al. Quantitative mineralogical characterization of karst bauxite deposits in the Southern Apennines, Italy // Econ. Geol. 2013. Vol. 108, N 4. P. 813–833.
- Floyd P.A., Winchester J.A. Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements // Chem. Geol. 1978. Vol. 21, N 3–4. P. 291–306.
- Mason B., Moore C.B. Principles of Geochemistry. N.Y.: John Wiley and Sons, 1982. 331 p.
- Özlü N. Trace-element content of «Karst Bauxites» and their parent rocks in the mediterranean belt // Mineral. Deposita. 1983. Vol. 18, N 3. P. 469–476.
- Schroll E., Sauer D. Beitrag zur Geochemie von Titan, Chrom, Nickel, Cobalt, Vanadium und Molybden in Bauxitischen Gesteinen und problem der stofflichen herkunft des Aluminiums // Travaux ICSOBA. 1968. Vol. 5. P. 83–96.
- Shaw D.M. Interprétation géochimique des éléments en traces dans les roches cristallines. Paris: Masson et Cie, 1964. 237 p.
- Sinisi R. Mineralogical and Geochemical Features of Cretaceous Bauxite from San Giovanni Rotondo (Apulia, Southern Italy): A Provenance Tool // Minerals. 2018. Vol. 8, N 12. 567 p.

Поступила в редакцию 28.06.2020

Поступила с доработки 30.06.2020

Принята к публикации 12.10.2020

УДК 552.514+552.143

М.Ю. Гущина¹, А.В. Моисеев², М.И. Тучкова³**ПОЗДНЕЮРСКО-РАННЕМЕЛОВЫЕ ПЕСЧАНИКИ АЛГАНСКОЙ СВИТЫ:
СОСТАВ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ, ИСТОЧНИКИ СНОСА
(СЕВЕРО-ЗАПАД КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ)**

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1
Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7

Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1
Geological Institute of the RAS, 119017, Moscow, Pyzhevsky lane, 7

Изложены результаты изучения гранулометрического и минерального состава песчаников алганской свиты. Песчаники представлены средне-мелко- и тонкозернистыми кварц-полевошпатовыми граувакками. Выделено два тектонически совмещенных литотипа песчаников, формировавшихся в двух разновозрастных бассейнах высоко- и среднескоростными мутьевыми потоками в умеренно глубоководных морских условиях, недалеко от берега. Условия осадконакопления характерны для областей вблизи дельт и проделт. Источники бассейнов были разные, связанные с разновозрастными вулканическими постройками на севере региона.

Ключевые слова: Корякское нагорье, алганская свита, песчаники, генетические диаграммы, минералогический анализ, гранулометрический анализ.

The article presents the results of studying the petrographic and mineralogical compositions of the sandstones of the Algan formation. Sandstones represented by pelitic-fine-medium-grained quartz-feldspar lithic arenites. Two tectonically combined sandstones lithotypes found. Lithotypes were formed in two heterochronous basins by high-speed and medium-speed turbidity flows, in moderately deep marine environments, in a relatively small distance from the coast. Sedimentation was near the deltas and prodeltas. The sources of these basins were different, related to the heterochronous volcanic areas in the north of the researched region.

Key words: Koryak highland, algan formation, sandstones, genetic diagrams, mineralogical analysis, granulometric analysis.

Введение. Район исследования расположен в северо-западной части Корякского нагорья (рис. 1) и относится к Анадырско-Корякской складчатой системе (рис. 2, Б), представляющей собой континентальную окраину аккреционного типа, образованную при присоединении к континенту различных террейнов [Соколов, 2010]. К таковым относится Алганский террейн, расположенный в междуречье Анадыря, Майна и Великой (рис. 1). На его территории наиболее распространены вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения алганской свиты (в ранних работах пекульневеевская свита [Кайгородцев, 1964]). Общая мощность алганской свиты оценивается в 1500 м [Гульпа, 2014]. Долгое время возраст свиты был датирован титонум-валанжином по единичным находкам бухий [Захаров, 1974]. Тематические исследования [Моисеев, 2015; Палечек и др., 2016] кремнистых пород, включенных в состав свиты, позволили обосновать их байос-готеривский возраст. Помимо этого, для кремнистых пород была обоснована инородная природа вмещающих терригенных по-

род, описано их залегание в виде тектонических пластин и олистолитов. В современных картографических материалах возраст свиты охарактеризован широким интервалом — от байоса до готерива [Легенда..., 1999; Гульпа, 2014]. Породы свиты образовались в окраинно-морских условиях на юго-востоке от позднеюрско-раннемеловой Удско-Мургальской островной дуги [Соколов, Бялобжеский, 1996]. Выше несогласно залегают терригенные породы перекатнинской свиты позднего альба-турона [Захаров, 1974; Гульпа, 2014], которые рассматриваются как отложения мелкого моря, формировавшиеся в фронтальной части Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса [Соколов, Бялобжеский, 1996]. Породы обеих свит трудноотличимы в полевых условиях.

Район удаленный и труднодоступный. Терригенные отложения слагают значительную долю алганской свиты, но основное внимание предшественников было сосредоточено на магматических и кремнистых породах региона [Вишневская, 1996; Тихомиров, 2010; Леднева, 2012; Моисеев и др.,

¹ ФГБУН ГИН РАН, мл. науч. с.; Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, аспирант; e-mail: dybree@yandex.ru

² ФГБУН ГИН РАН, ст. науч. с., канд. геол.-минер. н.; e-mail: moartem@yandex.ru

³ ФГБУН ГИН РАН, гл. науч. с., докт. геол.-минер. н.; e-mail: tuchkova@ginras.ru

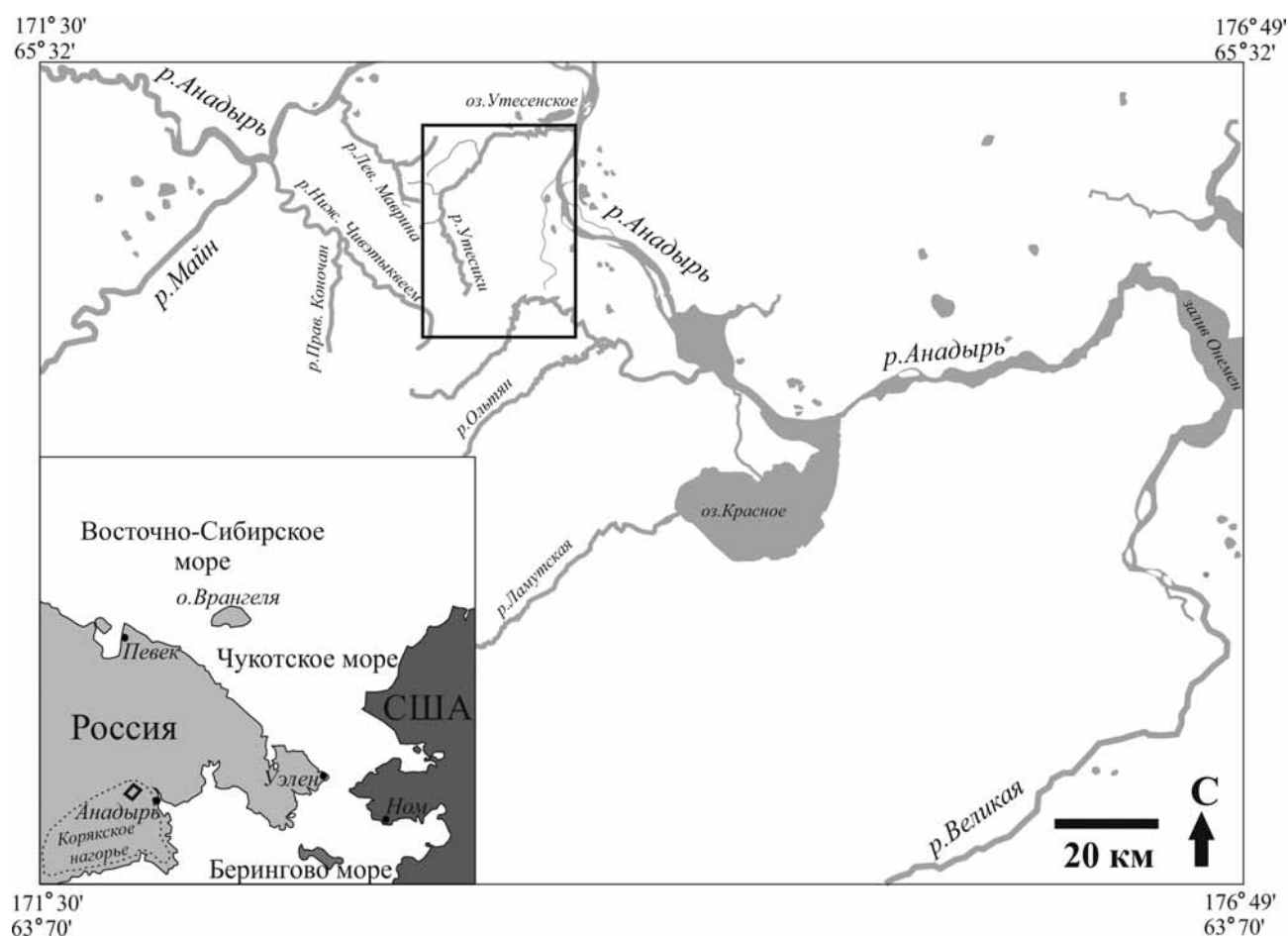


Рис. 1. Положение района исследований (отмечено черным квадратом)

2014; Палечек и др., 2016]. Поскольку терригенные породы в регионе слабо изучены, наша работа — одна из первых попыток применения литологических методов для выяснения минерального состава и седиментации отложений алганской свиты.

Цель статьи — определение минерального и гранулометрического состава песчаников алганской свиты, характеристик источников сноса, условий седиментации и фациальной обстановки.

Материалы и методы исследований. Приведенный ниже материал собран в ходе полевых исследований в районах рек Н. Чивэтыквеем, Перевальная, Анадырь (район устья р. Утесики), Борозда и руч. Пахучий (рис. 2, А; 3), выполненных в 2007, 2011, 2012 и 2016 гг. сотрудниками Геологического института РАН. Отложения алганской свиты чаще всего представлены невыдержанным переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов, мощность пачек от 25 до 400 м. Песчаники серо-зеленые, серые, массивные, плотные, тонко-, мелко- и среднезернистые, плохоокатанные, плохосортированные. Редко встречаются гравелиты и конгломераты, мощность пачек от 5 до 25 м. В поле распространения обломочных пород встречаются горизонты с олистолитами бордовых кремней и отдельные коренные выходы, небольшие высыпки базальтов, андезитов и бордовых, черных и зеленых кремней. Вулканиды образуют

самостоятельные горизонты мощностью не более 100 м. Для андезитов характерен массивный облик. Базальты чаще всего характеризуются подушечной отдельностью. Кремни встречаются в составе кремнисто-базальтовой ассоциации и образуют будины в базальтовом окружении. Кремнистые породы, образующие самостоятельные горизонты, датированы кимериджем—титоном и титоном—берриасом. Олистолиты кремнистых пород датированы ааленско-кимериджским интервалом [Вишневская, 1996; Моисеев, 2015; Палечек и др., 2016]. Взаимоотношение кремнисто-базальтовой ассоциации с терригенной не определено. Все породы характеризуются повышенными трещиноватостью и деформированностью, смяты в складки северо-восточного простирания.

Минеральный состав и гранулометрические параметры песчаников изучены петрографическим методом путем подсчета зерен в шлифах. Подсчет зерен при изучении минерального состава происходил по методикам В.Т. Фролова [Фролов, 1993]. Результаты подсчетов нанесены на треугольные диаграммы: Q—F—R (кварц—полевошпатовый обломки пород) [Шутов и др., 1972], Lm—Ls—Lv (обломки метаморфических, осадочных и вулканических пород соответственно) и Qm—F—Lt (Qm — кварц монокристаллический, F — полевошпат, Lt — все обломки пород, включая поликристаллический

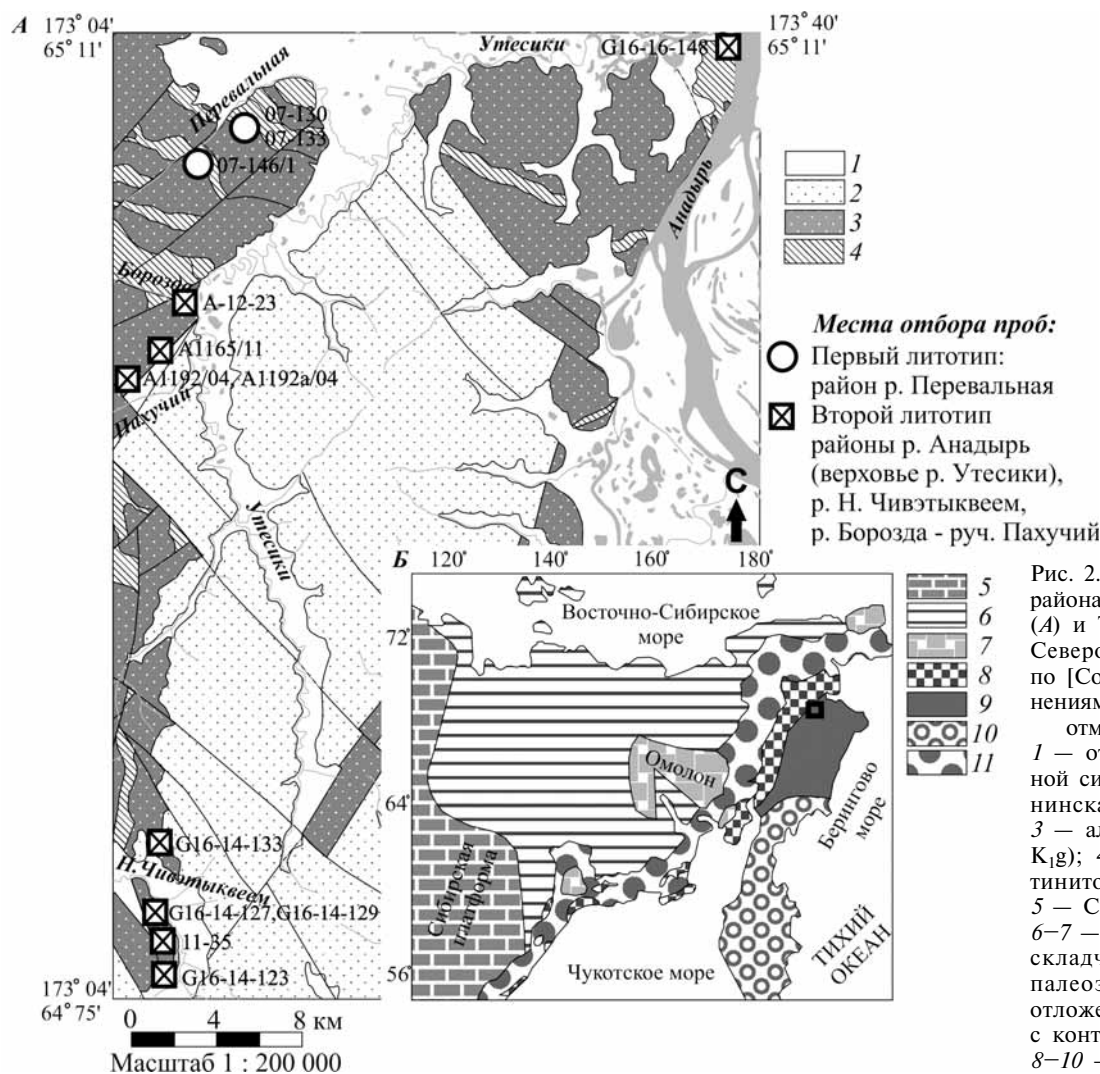


Рис. 2. Геологическая карта района работ [Гульпа, 2014] (А) и Тектоническая схема Северо-Востока Азии (Б), по [Соколов, 2010] с изменениями. Черным квадратом отмечен район работ:

1 — отложения четвертичной системы; 2 — перекатинская свита ($K_{1al}-K_2t$); 3 — алганская свита (J_2b-K_1g); 4 — меланж серпентинитовый полимиктовый; 5 — Сибирская платформа; 6–7 — Верхояно-Чукотская складчатая область (6 — палеозойско-мезозойские отложения, 7 — террейны с континентальной корой); 8–10 — Корьяско-Камчатская складчатая область (8 — Западно-Корьянская складчатая система, 9 — Анадырско-Корьянская складчатая система, 10 — Олюторско-Камчатская складчатая система); 11 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс

кварц Qp) [Dickinson, Suczek, 1979]. Диаграммы построены в программе TriDraw.

При изучении гранулометрического состава зерна подсчитывались по методике Н.В. Логвиненко [Логвиненко, 1986]. Результаты нанесены на кумулятивные кривые. С кумулятивных кривых сняты 25, 50, 75%-е квартили, 10 и 90%-е перцентили и 1%-ый квантиль, который характеризует максимальную подъемную мощность потока. На основе полученных значений квартилей рассчитаны гранулометрические коэффициенты сортировки и асимметрии [Логвиненко, 1986]:

$$S = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}},$$

где S — коэффициент сортировки, Q_3 — 75%-ый квартиль, мм, Q_1 — 25%-ый квартиль, мм;

$$A = \frac{Q_1 Q_3}{Q_2^2},$$

где A — коэффициент асимметрии П. Траска [Trask, 1932], Q_3 — 75%-ый квартиль, мм, Q_2 —

50%-ый квартиль или медиана, Q_1 — 25%-ый квартиль, мм.

Исходя из полученных значений 10%- и 90%-ных перцентилей рассчитан эксцесс по следующей формуле [Крашенинников, 1988]:

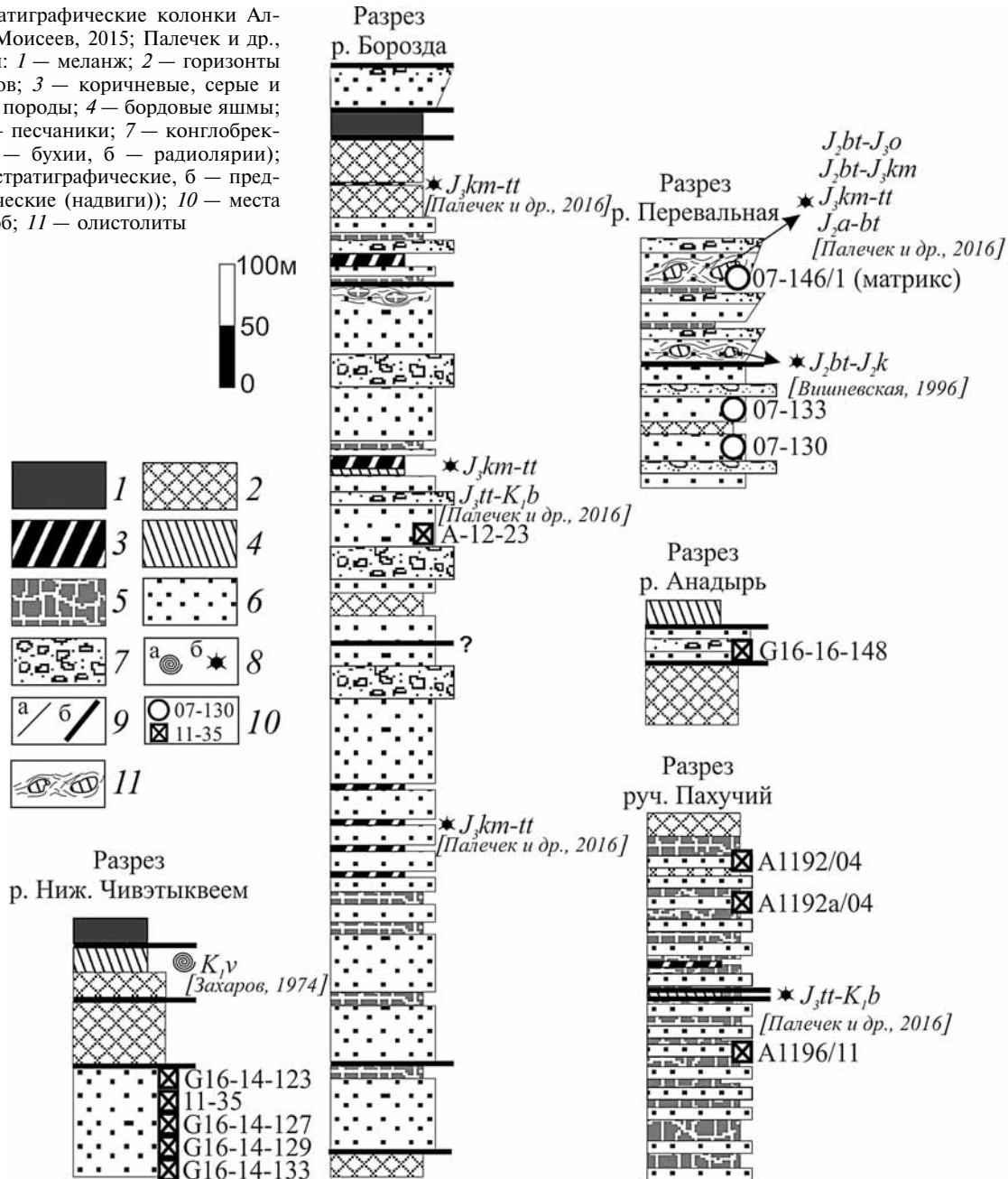
$$Ex = \frac{Q_3 - Q_1}{2 \cdot (P_{90} - P_{10})},$$

где Ex — эксцесс, Q_3 и Q_1 — 75%- и 25%-ные квартили соответственно, P_{90} — 90%-ый перцентиль, P_{10} — 10%-ый перцентиль.

По полученным коэффициентам в программе Excel построены диаграммы Г. Рожкова, Р. Пасеги, К. Бьёрликке [Рожков, 1974; Рейнек, Сингх, 1981; Bjorlykke, 1989]

Результаты исследования и их обсуждение. Петрографический количественный анализ показал, что песчаники алганской свиты представлены кварц-полевошпатовыми граувакками (единичные образцы попадают в область полевошпатовых граувакк и граувакковых аркозов, рис. 4), плохосортированными с плохосортированными компонентами.

Рис. 3. Тектоно-стратиграфические колонки Алганской свиты, по [Моисеев, 2015; Палечек и др., 2016] с изменениями: 1 — меланж; 2 — горизонты базальтов и андезитов; 3 — коричневые, серые и зеленые кремнистые породы; 4 — бордовые яшмы; 5 — алевролиты; 6 — песчаники; 7 — конглобрекции; 8 — фауна (а — бухии, б — радиолярии); 9 — контакты (а — стратиграфические, б — предполагаемые тектонические (надвиги)); 10 — места отбора проб; 11 — олистолиты



Встречаются зерна обломков пород средней и хорошей окатанности. Кварц представлен моно- и поликристаллическими разностями, чаще всего неправильной формы, с рвано-волнистыми краями, иногда угловатыми и округлыми. Полевые шпаты трещиноватые, как неправильной угловатой формы, так и идиоморфной таблитчатой с полисинтетическими двойниками. Большая часть зерен плагиоклазов подвержена альбитизации, некоторые зерна представлены андезином, иногда с характерной зональностью, редко встречаются зерна лабрадора. Полевые шпаты и обломки вулканических пород замещены до полных псевдоморфоз вторичными слюдястыми минералами.

По петрографическому составу выделяются 2 литотипа песчаников.

1. Песчаники в районе р. Перевальная сложены зернами кварца (5–11%), полевых шпатов,

включая поликристаллические плагиоклазы и калиевые полевые шпаты (34–51%), обломками пород (38–56%). Зерна кварца иногда представлены вулканическими разностями с резорбированными контурами. Для андезина часто характерна зональная структура (рис. 5, а). Среди обломков пород преобладают вулканические породы (86–93%) основного и среднего состава и вулканического стекла. Обломки пород основного состава часто представлены фрагментами спилитов, как неокатанными (рис. 5, б), так и окатанными (рис. 5, в). Метаморфические породы (0–6%) представлены кварцитами, метаосадочными и метавулканическими образованиями. Обломки осадочных пород (1–7%) — алевролиты, аргиллиты, карбонаты, кремни. Присутствуют единичные обломки раковин двустворчатых моллюсков и фораминифер (рис. 5, г). Объем цемента составляет 5–10%.

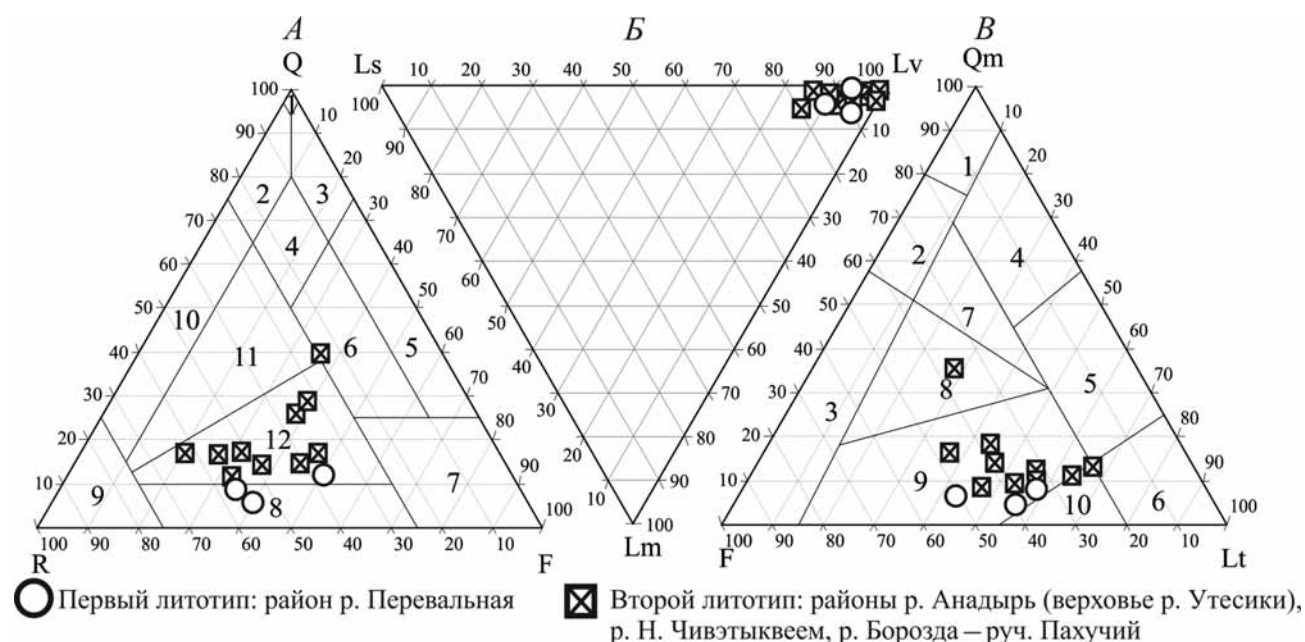


Рис. 4. Диаграмма минерального состава песчаников В.Д. Шутова [Шутов, 1972] (А): Q — кварц, F — полевые шпаты, R — литокласты; 1 — мономинеральные кварцевые, 2 — кремнекласитокварцевые, 3 — полевошпатово-кварцевые, 4 — мезомикто-кварцевые, 5 — собственно аркозы, 6 — граувакковые аркозы, 7 — поле пород не терригенного происхождения, 8 — полевошпатовые граувакки, 9 — собственно граувакки, 10 — кварцевые граувакки, 11 — полевошпатово-кварцевые граувакки, 12 — кварцево-полевошпатовые граувакки. Диаграмма эволюции состава обломков пород (Б): Lm — обломки пород (кварциты), Ls — обломки пород осадочного происхождения, Lv — обломки вулканических пород. Треугольная диаграмма (В) Qm—F—Lt (Qm — кварц монокристаллический, F — полевой шпат, Lt — все обломки пород, включая поликристаллический кварц Qp), по [Dickinson, Suczek, 1979]: 1–10 — породы: 1 — древних платформ, преимущественно кварцевые; 2 — окраинных морей, полевошпатово-кварцевые; 3 — выступов кристаллического фундамента, полевошпатовые; 4 — кварцевые метаморфические, кварцевые литические; 5 — переходные переработанные, кварцевые литические; 6 — литические переработанные, литические; 7 — смешанные; 8 — расчлененных островных дуг, полевошпатово-литические; 9 — переходных островных дуг, литически полевошпатовые; 10 — нерасчлененных (активных) островных дуг, литические

Первичный цемент по составу вулканогенно-глинистый, закрытый поровый, чаще всего сплошной равномерный, не взаимодействует с веществом обломочных зерен. Для некоторых образцов характерно наличие вторичного карбоната, развивающегося по цементу (до 7%) и полевым шпатам.

2. Песчаники районов рек Н. Чивэтыквеем, Анадырь, Борозда и руч. Пахучий сложены зернами кварца (11–39%), полевыми шпатами (20–45%), обломками пород (24–63%). Характерен вулканический кварц с резорбированными контурами (рис. 5, д). Среди обломков пород преобладают вулканические породы (81–98%) среднего и кислого состава, вулканическое стекло. Встречаются обломки гранитоидов в виде сростков кварца и полевыми шпатами (рис. 5, е). Среди метаморфических пород (1–5%) установлены кварциты, метаосадочные и метавулканические образования. Обломки осадочных пород (0–14%) — алевролиты, аргиллиты, карбонаты, кремни. Встречаются крупные фрагменты интракластов алевролитов, аргиллитов в виде слаболитифицированных окатышей, иногда кливажированных и вытянутых в одном направлении (рис. 5, ж). Характерно наличие биотита (рис. 5, д, з) и частично хлоритизированной слюды с голубой интерференционной окраской (до 2%). Слюды кливажированы, часто замещены хлоритом. Объем цемента составляет 7–12%. Цемент по составу серицитовый или глинистый,

контурный, сплошной, иногда неравномерный, пленочный.

Гранулометрический анализ показал, что песчаники алганской свиты в основном средне-мелкозернистые и тонко-мелкозернистые, плохосортированные. Зерна песчаников в районе р. Перевальная крупнее, чем в отложениях других районов. Зерна песчаников в районе р. Борозда и руч. Пахучий мельче зерен на р. Перевальная, но крупнее зерен на р. Н. Чивэтыквеем. Медианный размер зерен в песчаниках на р. Перевальной — 0,17–0,25 мм, на р. Борозда и руч. Пахучий — 0,14–0,20 мм, на р. Н. Чивэтыквеем — 0,08–0,16 мм (рис. 6). Отложения свиты в районе р. Анадырь представлены гравелитом, что исключает возможность достоверно оценить размер зерен в шлифах, поэтому их гранулометрические параметры нанесены на гранулометрические диаграммы и не сравниваются с остальными пробами.

На динамо-генетической диаграмме Г.Ф. Рожкова. [Рожков, 1974] (рис. 7) с осями координат эксцесс (Е)—асимметрия (А) точки образцов попадают в поле III, что свидетельствует о действии сильных речных или вдольбереговых течений и соответствует как континентальным речным, так и прибрежно-морским фациям.

На генетической диаграмме Р. Пассеги [Рейнек, Сингх, 1981] (рис. 8), отложения алганской свиты сформировали несколько групп в соответ-

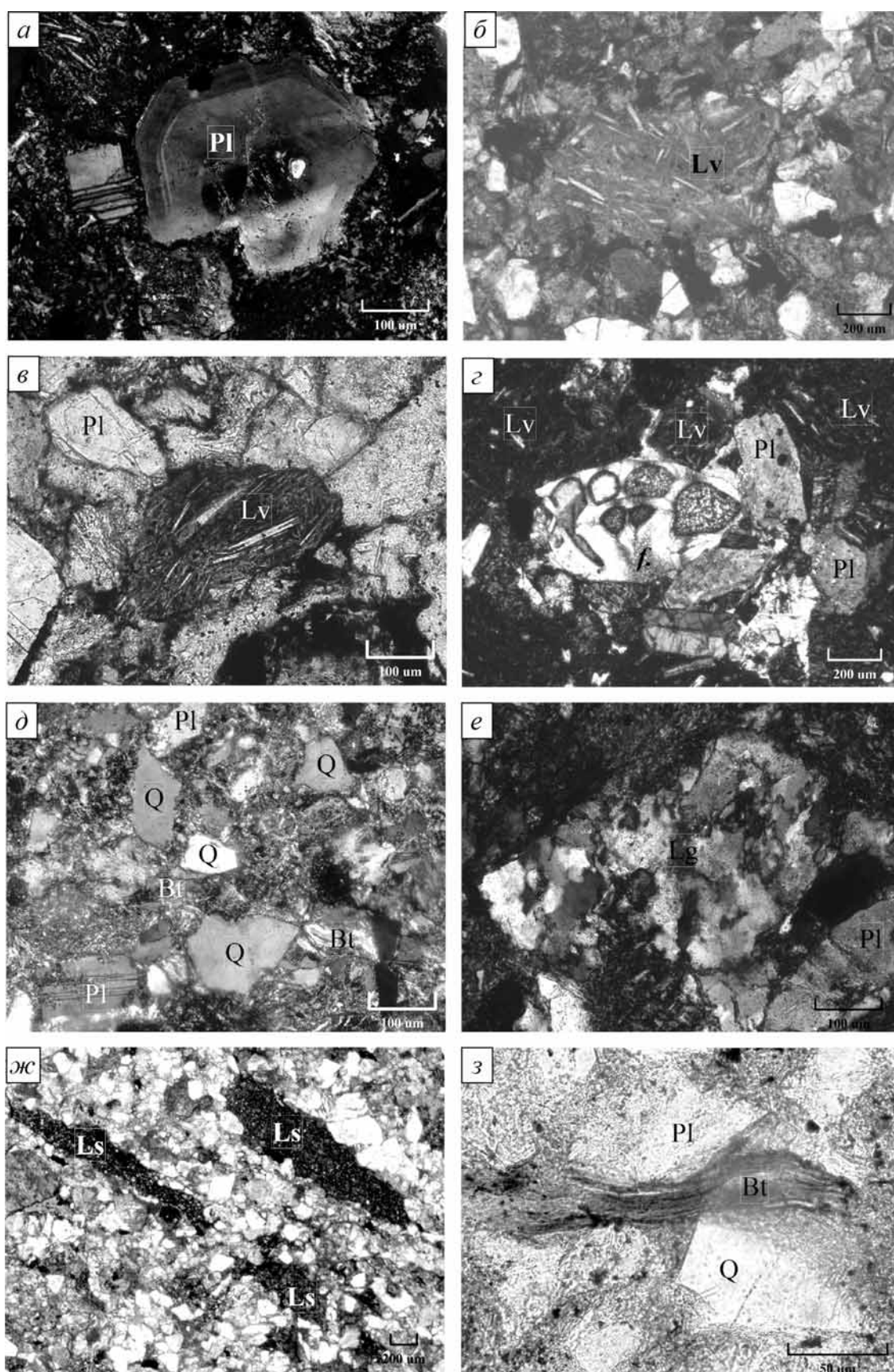


Рис. 5. Фото шлифов песчаников алганской свиты. Масштабная линейка в правом нижнем углу снимка: *а* — андезин с зональной структурой (Pl), шлиф № 07-130, с анализатором; *б* — фрагмент слабоокатанного спилита (Lv), шлиф № 07-146/1, без анализатора; *в* — обломок окатанного спилита (Lv), шлиф № 07-130, без анализатора; *г* — обломок раковины фораминиферы (*г*), шлиф № 07-130, с анализатором; *д* — зерна кварца с резорбированными контурами (Q), шлиф № 11-35, с анализатором; *е* — обломок гранитоида (Lg), шлиф № A1192a/04, с анализатором; *ж* — интракласты алевролитов (Ls), шлиф № G16-16-148, без анализатора; *з* — кливажированный биотит (Bt), шлиф № G16-14-129, без анализатора

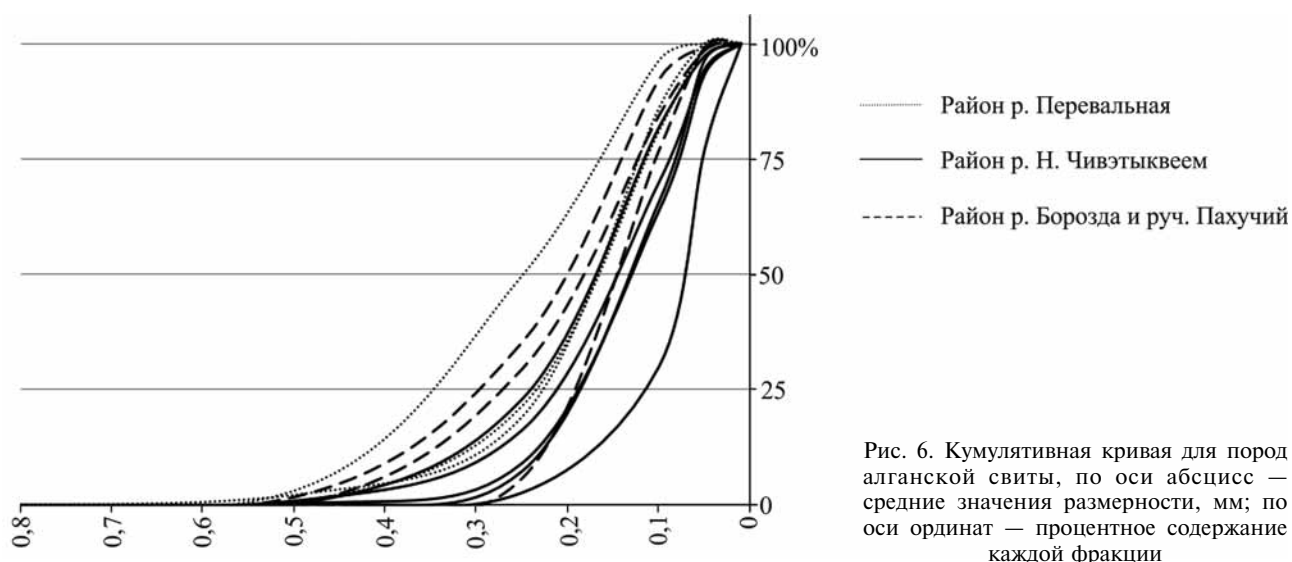


Рис. 6. Кумулятивная кривая для пород алганской свиты, по оси абсцисс — средние значения размерности, мм; по оси ординат — процентное содержание каждой фракции

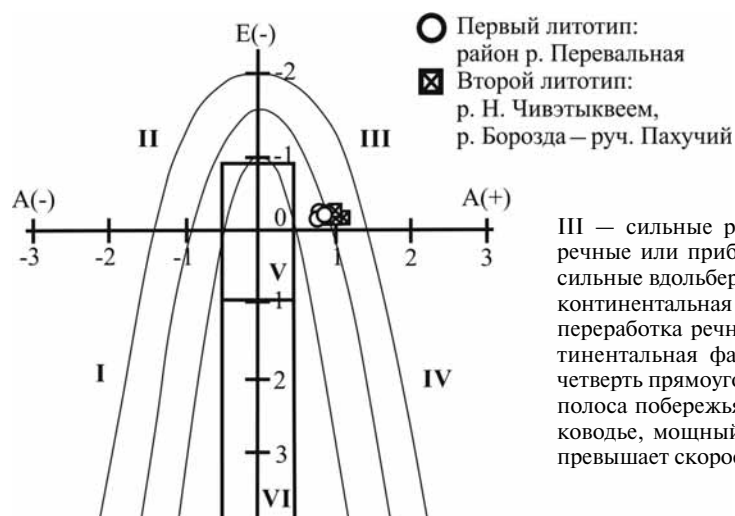


Рис. 7. Динамо-генетическая диаграмма Г.Ф. Рожкова [Рожков, 1974] для пород алганской свиты. Поля: I — донные течения или мутьевые потоки — морские фации; гидромеханическое или физическое разрушение магматических пород, эрозия горных пород морского происхождения — континентальные фации областей сноса, коры выветривания; II — слабые, преимущественно речные течения — континентальные речные фации; III — сильные речные или вдольбереговые течения — континентальные речные или прибрежно-морские фации; IV — выход волн на мелководье, сильные вдольбереговые течения, накат волн — прибрежно-морские фации, континентальная микрофация пляжей больших равнинных рек; V — эоловая переработка речных осадков — верхняя половина прямоугольника — континентальная фация пустынь (континентальные дюны); нижняя правая четверть прямоугольника — волновые процессы на мелководье, нейтральная полоса побережья — прибрежно-морская фация; VI — выход волн на мелководье, мощный накат — прибой, скорость динамической пересортировки превышает скорость привноса обломочного материала — прибрежная фация огромных открытых акваторий

ствии с литотипами. Породы первого литотипа попали в область осадков взвеси с некоторым количеством осадков перекачивания (отложения течений с высокой скоростью). Породы второго литотипа относятся к области отложений течений со средней скоростью, проба A1192a/04 попала в область осадков взвеси с некоторым количеством осадков перекачивания (отложения течений с высокой скоростью), проба 11–35 — в область однородных осадков взвеси (отложения течений с низкой скоростью).

По соотношению отсортированности к асимметрии песчаники относятся к турбидитовым (рис. 9). Отложения в районе р. Перевальная сортированы лучше, чем отложения в районах р. Н. Чивэтыквеем, р. Борозда и руч. Пахучий.

Таким образом, породы первого литотипа характеризуются наибольшими размерами зерен, лучшей сортировкой, сформированы высокоскоростными потоками. Породы второго литотипа отличаются наименьшими размерами зерен, худшей сортировкой, образованы в условиях потока со средней скоростью.

В ходе исследования песчаников алганской свиты установлен их минеральный и гранулометрический состав. Показано, что они представлены в основном кварцево-полевошпатовыми граувакками. В результате анализа состава пород, которые богаты обломками вулканитов, сделано предположение, что их накопление происходило синхронно с вулканизмом. О пирокластическом происхождении свидетельствует наличие основных и средних плагиоклазов (андезин, лабрадор), обладающих наименьшей химической устойчивостью [Ван, Казанский, 1985]. Их присутствие считается индикатором одноциклического образования [Шутов и др., 1972; Ван, Казанский, 1985]. По соотношению кварца, полевых шпатов и литокластов можно предположить, что вулканизм был связан с вулканической дугой (рис. 5, В).

Все песчаники по соотношению сортированности и асимметрии соответствуют турбидитам (рис. 9), по соотношению коэффициентов асимметрии и эксцесса — отложениям сильных речных или вдольбереговых течений, т.е. континентальным речным и прибрежно-морским фациям

(рис. 8). Присутствие в отложениях морской фауны исключает образование пород в континентальных условиях. А в условиях вдольбереговых течений, в прибрежно-морских обстановках накапливается хорошо сортированный материал, тогда как все изученные песчаники сортированы плохо. Поэтому осадконакопление, вероятно, было связано с конусами выноса подводных дельт. Эти обстановки осадконакопления коррелируют деятельность и речных, и прибрежно-морских процессов. Плохие сортировка и степень окатанности пород, а также наличие в составе песчаников нестабильных компонентов (полевые шпаты, кливажированные обломки аргиллитов, спилиты) свидетельствуют о близости источника сноса. Таким образом, осадок формировался турбидитами в умеренно глубоководной обстановке недалеко от дельт, поставлявших обломочный материал для дальнейшего переноса.

В ходе исследования в составе алганской свиты выделено два литотипа. По вещественному составу первый литотип, приуроченный к северной части района, характеризуется низким содержанием кварца, большим количеством обломков основных и средних вулканитов. Второй литотип, приуроченный к южной части, характеризуется более высоким содержанием кварца, большим количеством обломков кислых и средних вулканитов, фрагментами гранитоидов, крупными интракластами терригенных пород, зернами биотита. Таким образом, каждый литотип характеризуется своими источниками сноса. Для первого литотипа источник сноса поставлял вулканиты среднего и основного состава. Для второго литотипа характерно несколько источников сноса: гранитоиды, терригенные породы и вулканиты кислого и среднего состава.

Различия в составе источников сноса могут быть связаны с изменением состава размываемых комплексов вулканической дуги по простиранию. Так, источником сноса для вулканитов могли быть разные комплексы Удско-Мургадской островной дуги, существовавшей в то время. Хотя большое количество кислых вулканитов не характерно для этой дуги [Теоретические..., 1999]. Источником

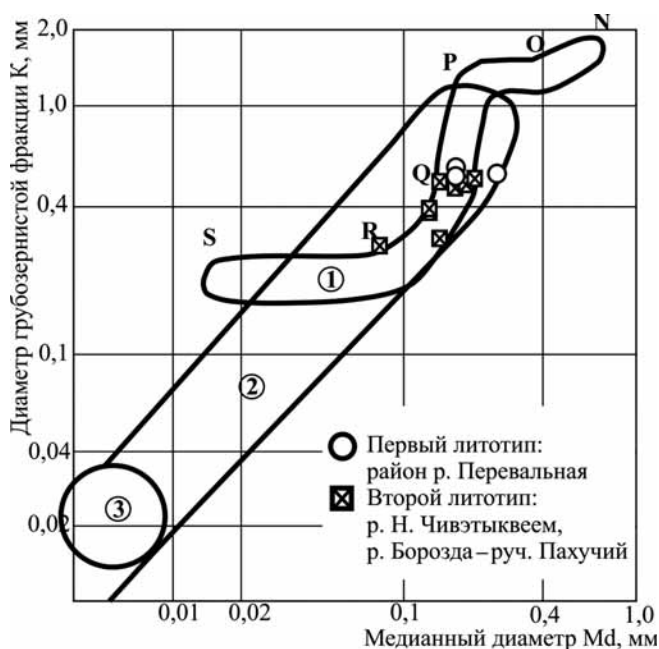


Рис. 8. Диаграмма СМ для определения способа переноса осадков, по [Рейнек, Сингх, 1981], где С — 1%-ный квантиль, а М — 50%-ный квартиль или медианный размер. N—O — осадки перекачивания; O—P — осадки перекачивания с незначительным количеством осадков взвеси; P—Q — осадки взвеси с некоторым количеством осадков перекачивания (отложение течений с высокой скоростью); Q—R — отложение течений со средней скоростью; R—S — однородные осадки взвеси (отложение течений с низкой скоростью); 1 — отложения потоков; 2 — турбидитные отложения; 3 — осадки, отложенные из взвеси в спокойных водах

гранитоидов мог служить фундамент Удско-Мургадской дуги. Источником терригенных пород, вероятно, были нижележащие разновозрастные, частично литифицированные осадки.

Однако по гранулометрическому составу первый литотип характеризуется большим средним размером зерен, и он формировался более высокоскоростными потоками, чем второй литотип (рис. 8). Изменение скорости потока при формировании различных литотипов может быть связано либо с образованием веерообразного конуса выноса, где по закону Бернулли при увеличении сечения русла скорость потока уменьшается, либо с затуханием силы потока. Следовательно, накопление пород второго литотипа происходило

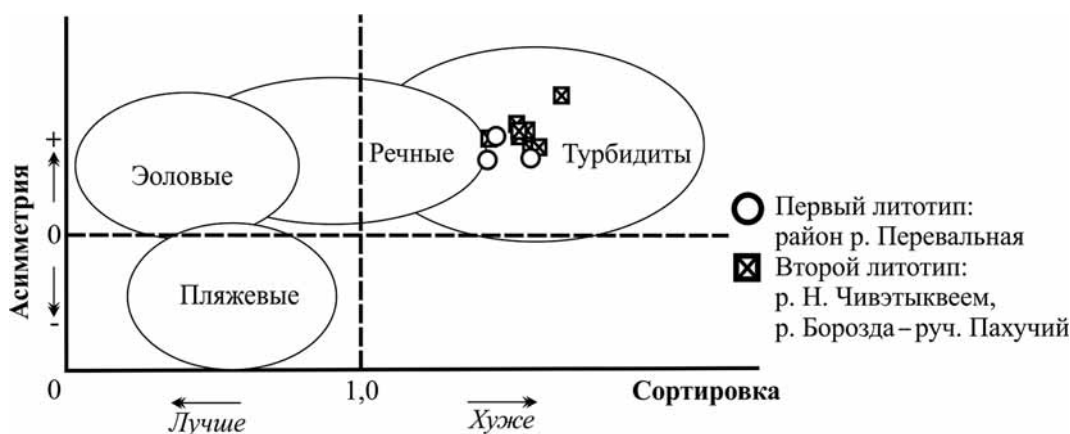


Рис. 9. Соотношение отсортированности к асимметрии в песчаниках алганской свиты, по [Bjorlykke, 1989]

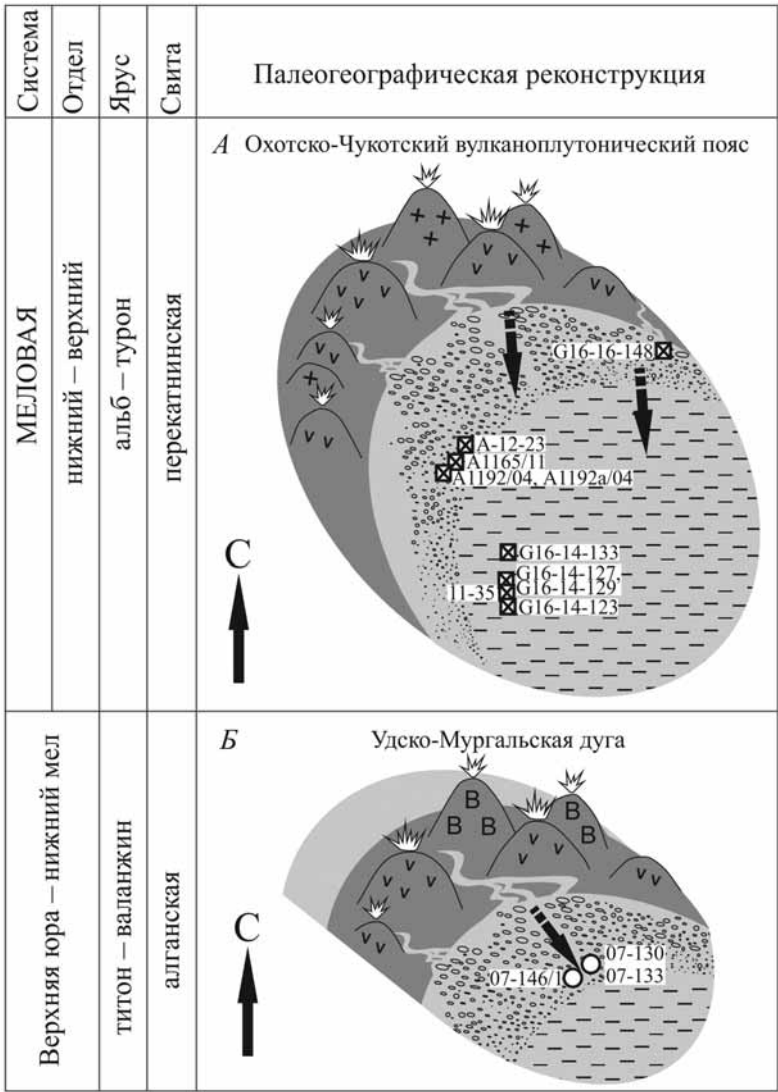


Рис. 10. Палеогеографическая реконструкция условий осадконакопления для пород: *А* — второго (южного) литотипа, по [Гущина и др., 2019] с изменениями; *Б* — первого (северного) литотипа: 1 — часть бассейна, где накапливался более крупный материал; 2 — часть бассейна, где накапливался более мелкий материал; 3 — кислые вулканы; 4 — средние вулканы; 5 — основные вулканы; 6 — основные направления миграции обломочного материала от источника сноса; 7 — места отбора проб

дальше от источника сноса, чем пород первого литотипа. Но породы первого литотипа сортированы лучше, чем породы второго литотипа, что противоречит направлению миграции материала от первого литотипа ко второму, так как в процессе миграции материала сортировка обычно улучшается. Поэтому можно считать, что осадконакопление каждого литотипа происходило отдельно, за счет различных систем мутьевых потоков.

Кроме того, установлены пространственные изменения значений среднего размера зерен и сортировки для второго литотипа. Наблюдается уменьшение среднего размера зерен и улучшение окатанности материала от разностей второго литотипа, расположенных севернее (р. Анадырь), к более южным разностям (р. Н. Чивэтыквеем). Так, результаты гранулометрического анализа указывают на южное положение области осадконакопления второго литотипа по отношению к источникам сноса. Но первый литотип расположен на севере региона, а второй — на юге, при этом первый литотип не содержит обломков кислых вулканитов и терригенных пород, которые присутствуют

во втором литотипе, хотя направления миграции материала указывают на поступление обломочного материала с севера, т.е с области осадконакопления первого литотипа. Таким образом, результаты гранулометрического анализа указывают на смену литотипов вкострости простираения вулканической постройки. Подобное расположение, отличия источников сноса и способов миграции материала литотипов связаны, скорее, с их образованием в разные интервалы времени за счет размытия разновозрастных вулканических построек.

Алганскую свиту перекрывают альб-туронские терригенные отложения перекатнинской свиты (рис. 4) [Захаров, 1974; Гульпа, 2014], которые рассматриваются как отложения мелкого моря, формировавшиеся во фронтальной части Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса [Соколов, Бялбжеский, 1996]. Породы перекатнинской свиты характеризуются следующим содержанием: кварц (7–28%), полевые шпаты (20–41%), обломки пород (40–71%), среди которых преобладают обломки вулканитов кислого и среднего состава, гранитоидов, присутствуют окатыши алевролитов,

иногда вытянутых в одном направлении [Гушина и др., 2019].

Источником сноса для пород перекатнинской свиты был Охотско-Чукотский вулканоплутанический пояс, поставлявший большое количество кислой вулканокластики. Минеральный состав перекатнинской свиты и южного литотипа в составе алганской свиты сходен. Не исключено, что второй литотип, выделенный в результате наших исследований, представляет более молодые породы, чем считалось ранее, и должен быть отнесен к перекатнинской свите. Эти утверждения требуют подтверждения геохронологическими данными, которых пока нет.

В результате обобщения полученных данных построена палеогеографическая модель формирования изученных пород (рис. 10). На ней показано, что миграция материала первого литотипа (северного) происходила с северо-запада на юго-восток (в современных координатах). Материал поступал за счет разрушения активно действующей Удско-Мургальской дуги, существовавшей в то время на северо-западе региона в позднеюрское–раннемеловое время. Миграция материала второго (южного) литотипа происходила с севера на юг (в современных координатах). Скорее всего, это была часть Охотско-Чукотского вулканоплутанического пояса, уже функционировавшего в альбско-туронское время и поставлявшего большое количество кислого материала. Осадконакопление отложений происходило в морских условиях недалеко от берега и было связано с конусами выноса подводных дельт.

Заключение. Среди песчаников алганской свиты выявлено два литотипа. Накопление северного литотипа происходило синхронно с вулканизмом, обеспечивавшим поступление большого количества вулканического материала основного

и среднего состава. Источником, вероятно, была часть Удско-Мургальской дуги, существовавшей в позднеюрское–раннемеловое время. Отложения накапливались в морских условиях высокоскоростными мутьевыми потоками в умеренно-глубоководной обстановке, в сравнительно небольшой удаленности от берега, где реки (их дельты) составляли обломочный материал. Условия осадконакопления можно соотнести с обстановками, характерными для конусов выноса подводных дельт.

Накопление южного литотипа происходило синхронно с вулканизмом, который поставлял большое количество вулканического материала кислого и среднего состава. Вместе с вулканитами в бассейн поступали фрагменты фундамента вулканической постройки, представленные гранитоидами, и продукты размыва терригенных комплексов. Источник сноса был расположен на севере региона. Наиболее вероятно, что это была вулканическая система Охотско-Чукотского вулканоплутанического пояса. Отложения образовались за счет мутьевых потоков со средней скоростью в морских условиях, недалеко от берега вблизи речных дельт. Условия осадконакопления можно соотнести с обстановками, характерными для конусов выноса подводных дельт.

Отложения бассейнов формировались в разные периоды времени и при активности разных вулканических построек.

Финансирование. Статья подготовлена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 19-35-90126). Подготовка проб проведена за счет средств гранта РФФИ (проект мол_а_вед № 18-35-20037). Базовое финансирование сотрудников — за счет субсидий по государственному заданию ГИН РАН (тема № 0135-2019-0078).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ван А.В., Казанский Ю.П. Вулканокластический материал в осадках и осадочных породах. Новосибирск: Наука, 1985. 127 с.

Вишневская В.С., Филатова Н.И. Радиоляриевая биостратиграфия мезозоя Северо-Востока России // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15, № 1. С. 16–43.

Гульпа И.В. Объяснительная записка к Геологической карте Российской Федерации масштаба 1:200 000. Корякская серия. Лист Q-59-XXIX, XXX (Отроженская площадь). СПб.: ВСЕГЕИ, 2014.

Гушина М.Ю., Моисеев А.В., Тучкова М.И. Туфопесчаники перекатнинской свиты: состав, происхождение, источники сноса (Усть-Бельские горы, Корякское нагорье) // Литосфера. Т. 2019, № 3. С. 372–385.

Захаров В.А. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Анадырская. Лист Q-59-XXIX // Ред. Г.Г. Кайгородцев. М.: Аэрогеология, 1974.

Кайгородцев Г.Г. О возрасте кремнисто-вулканогенных образований междуречья Майн–Великая // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 17. Магадан, 1964. С. 104–115.

Крашенинников Г.Ф., Волкова А.Н., Иванова Н.В. Учение о фациях с основами литологии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1988. 214 с.

Легенда Корякской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (Чукотская часть). Анадырь, 1999. 120 с.

Логвиненко Н.В., Сергеева Э.И. Методы определения осадочных пород. Л.: Недра, 1986. 240 с.

Леднева Г.В., Базылев Б.А., Лебедев В.В. и др. U-Pb возраст цирконов из габброидов Усть-Бельского мафит-ультрамафитового массива (Чукотка) и его интерпретация // Геохимия. 2012. № 1. С. 48–59.

Моисеев А.В. Структура и история тектонического развития Усть-Бельского сегмента Западно-Корякской складчатой системы (Северо-Восток России, Корякия): Автореф. канд. дисс. М., 2015.

Моисеев А.В., Соколов С.Д., Хаясака Я. Вулканогенно-осадочный комплекс Отроженской пластины Усть-Бельского террейна, Западная Корякия // Геотектоника. 2014. № 3. С. 30–49.

Палечек Т.Н., Моисеев А.В., Гульпа И.В. Тектоностратиграфия мезозойских комплексов северо-западной

части Корякского нагорья, район Усть-Бельских гор // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24, № 4. С. 55–81.

Рейнек Г.Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 439 с.

Рожков Г.Ф., Соловьев Б.С. Результаты систематизации дробных ситовых анализов // Литология и полезные ископаемые. 1974. № 5. С. 110–117.

Соколов С.Д. Очерк тектоники северо-востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.

Соколов С.Д., Бялобжеский С.Г. Террейны Корякского нагорья // Геотектоника. 1996. № 6. С. 68–80.

Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999. (Тр. ГИН РАН; вып. 515). 279 с.

Тихомиров П.Л. Возраст плагиогранитов Усть-Бельского офиолитового массива (Западно-Корякская

складчатая система) по данным SHRIMP U-Pb датирования цирконов // Докл. РАН. Сер. геол. 2010. Т. 434, № 3. С. 222–226.

Фролов В.Т. Литология: Учеб. пособие. Кн. 2. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1993. 432 с.

Шутов В.Д., Коссовская А.Г., Муравьев В.И. и др. Граувакки. М.: Наука, 1972. 345 с.

Bjorlykke K. Sedimentology and Petroleum Geology. Berlin-Heidelberg: Springer Verlag, 1989. 363 p.

Dickinson W.R., Suczek C.A. Plate tectonics and sandstone compositions // AAPG Bull. 1979. Vol. 63, N 12. P. 2164–2182.

Trask P.D. Origin and environment of source sediments of petroleum. Gulf. publ. Co. Houston, 1932. 323 p.

Поступила в редакцию 25.06.2020

Поступила с доработки 30.06.2020

Принята к публикации 12.10.2020

УДК 550.4

О.А. Липатникова¹, Т.Н. Лубкова², Н.А. Коробова³

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ВОДЕ И ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПИРОГОВСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Для характеристики абиотической части экосистемы Пироговского водохранилища исследованы состав и формы нахождения микроэлементов (Cu, Pb, Zn, Cd, Ni, Co, Mn, Fe, Ba и Sr) в поверхностных водах, поровых водах и твердой фазе донных отложений. Установлено, что содержание металлов в поверхностных водах не превышает ПДК вредных веществ для объектов рыбохозяйственного значения, за исключением Zn (2–9 ПДК) и Cu (до 2 ПДК). Преобладающая форма нахождения металлов в водах по результатам термодинамических расчетов — свободные ионы (Sr, Ba, Zn, Ni, Co, Cd), фульватный (Cu) и карбонатный (Pb) комплексы. Для поровых вод наблюдается закономерное увеличение доли сульфатного комплекса микроэлементов в отложениях суглинистого состава, твердая фаза которых также характеризуется слабоаномальным содержанием Zn, Cd, Co и Ni. Согласно данным экстракционного фракционирования металлы преимущественно закреплены в донных отложениях в кристаллической решетке силикатов либо прочно связаны с оксидами и гидроксидами железа и марганца, за исключением Cd и Mn, для которых наиболее подвижные обменные, специфические и связанные с карбонатами формы играют заметную роль во фракционном составе соединений.

Ключевые слова: Пироговское водохранилище, донные отложения, микроэлементы, формы нахождения, метод последовательных экстракций, термодинамический расчет.

The composition and speciation of trace elements (Cu, Pb, Zn, Cd, Ni, Co, Mn, Fe, Ba, and Sr) in surface water and bottom sediments of the Pirogov water reservoir have been studied. It was found that the metal content in surface water does not exceed the maximum permissible concentration (MPC) for fishery water reservoir excluded Zn (2–9 MPC) and Cu (up to 2 MPC). According to results of thermodynamic calculations, the predominant metal speciation in water is the free ion (Sr, Ba, Zn, Ni, Co, Cd), fulvate (Cu) and carbonate (Pb) complex. The interstitial water is characterized by an increase in the content of sulfate complex of trace elements in loams, the solid phase of which is also characterized by slightly anomalous contents of Zn, Cd, Co, and Ni. According to data of sequential selective procedure, metals are predominantly immobilized in solid phase of bottom sediments in the crystal structure of silicates or bounded to iron and manganese oxides. Only for Cd and Mn exchangeable and bound to carbonates fractions are characterized by considerable relative contents.

Key words: Pirogov water reservoir, bottom sediments, trace elements, metal speciation, sequential selective procedure, thermodynamic calculation.

Введение. Поверхностные воды и донные отложения — важнейшие абиотические компоненты водных экосистем, приоритетное прикладное значение среди которых имеют водохранилища, создаваемые для целевого накопления и хранения воды. Донные отложения водоемов, образующиеся в результате седиментации взвешенного в воде материала и его взаимодействия с водной фазой, в свою очередь аккумулируют вещества, поступающие с водосборной территории, и при определенных условиях их можно рассматривать в качестве источника вторичного загрязнения поверхностных вод. Качество вод, а также прогноз

поведения токсичных металлов в системе донные отложения—поверхностные воды в значительной степени определяется формами нахождения микроэлементов в компонентах экосистемы [Манихин, Никаноров, 2001; Бреховских и др., 2006; Липатникова и др., 2014; Липатникова, 2018].

Цель исследования — оценка состава и форм нахождения микроэлементов (Cu, Pb, Zn, Cd, Ni, Co, Mn, Fe, Ba и Sr) в поверхностных водах, поровых водах и твердой фазе донных отложений Пироговского водохранилища, которое используется для водоснабжения северной части Москвы и Московской области, решения задач энергетики

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, науч. с.; e-mail: lipatnikova_oa@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, ст. науч. с.; e-mail: tanya_lubkova@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, магистрант; e-mail: nk.kot@inbox.ru

и рекреации, что обуславливает актуальность выполненной работы.

Объект исследования. Пироговское водохранилище — часть более крупного Клязьминского водохранилища — водораздельного бьефа канала имени Москвы; расположено в городском округе Мытищи Московской области. Его также называют Пироговский рукав (залив) Клязьминского водохранилища; тем не менее это отдельный водный объект. Оба водохранилища были образованы в результате сооружения Пироговского гидроузла на р. Клязьма в 1932–1937 гг. Основные морфометрические характеристики водоема при нормальном подпорном уровне (НПУ): длина 7 км, максимальная ширина 1,2 км, глубина по фарватеру от 6 до 8 м; площадь водного зеркала 7 км²; полный объем 87 млн м³, полезный объем 27 млн м³ [http://voda.mnr.gov.ru].

В соответствии с программой гидрохимических наблюдений за состоянием водных объектов, утвержденной ФГБУ «Центррегионводхоз», сотрудниками Бассейновой гидрохимической лаборатории осуществляется мониторинг качества воды [http://fgwu.ru]. По результатам наблюдений за 2009 г. характерными загрязняющими веществами были железо, марганец, медь, цинк (4,8; 7,5; 7,2 и 3,4 ПДК соответственно). По значению удельного комбинаторного индекса загрязнения воды (УКИЗВ) воды водохранилища относились к очень загрязненным (разряд Б3 класса качества). Сравнительный анализ среднегодовых значений содержания основных загрязняющих веществ воды в створах водохранилища за 2008–2012 гг. выявил снижение содержания нитритов и алюминия от 1,5–3 ПДК и 4,5–9,5 ПДК соответственно (2008–2009 гг.) до значений ниже ПДК (2010–2012 гг.) [http://www.m-obvu.ru]. Информация о состоянии вод и донных отложений за более поздние годы не представлена в открытом доступе. Качество вод и состав донных отложений изучали сотрудники образовательных университетов и исследовательских институтов [Мосин, 2009; Волков, 2011; Суслов и др., 2017], однако исследования не включали в

себя анализ форм нахождения микроэлементов в донных отложениях, в то время как решение этой эколого-геохимической задачи позволяет определить условия, при которых донные отложения могут стать источником вторичного загрязнения водоемов, и обосновать прогноз поведения токсикантов.

Материалы и методика исследования. Полевой материал, используемый в работе, был отобран в июле 2018 г. с борта маломерного парусного судна. Пробы воды отбирали с помощью батометра Ван-Дорна в бутылки из полиэтилена. Отбор сопровождался замерами pH и электропроводности воды с использованием портативных pH-метра PH-200 и кондуктометра COM-100 («HM Digital», Южная Корея). Для последующего определения микроэлементов на месте проводили фильтрацию аликвотной части проб через стерильные фильтрующие насадки из ацетата целлюлозы с диаметром пор 0,45 мкм (CHROMAFIL CA-45/25-S, «Macherey-Nagel», Германия) в пробирки из полипропилена вместимостью 15 мл с консервацией фильтрата HNO₃ (ос.ч.). Для отбора проб донных отложений использовали трубку ГОИН ТГ–1,5.

Образцы отбирали в русловой части водохранилища и в заливах; всего отобрано 6 образцов поверхностных вод и 6 образцов донных отложений (рис. 1, табл. 1). В лабораторных условиях методом центрифугирования с использованием настольной центрифуги «Digicen 21» из донного осадка были выделены поровые воды. Время центрифугирования составляло 20 мин. при скорости 6000 об./мин.

В поверхностных и поровых водах определяли макросостав и окисляемость методами объемного титрования [Количественный..., 1978] в химической лаборатории кафедры геохимии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, а также содержание растворенных форм макро- (Na, K) и микроэлементов (Fe, Mn, Sr, Ba, Cd, Zn, Pb, Co, Cu, Ni) методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС). Анализ методом ИСП-МС выполняли в ОНПАР ФГБУ ИМГРЭ с использованием масс-спектрометра

Таблица 1

Характеристика отобранных образцов

№ пробы	Место отбора	Поверхностные воды				Донные отложения		
		T, °C	pH	электропроводность, мкСм/см	ХПК, мгО/л	гранулометрическая характеристика*	влажность, %	C _{орг} , %
1	Подрезовский залив	23,5	7,2	276	36	суглинок средний пылеватый	60	2,2
2	2-й Пироговский залив	24,0	6,8	277	38	суглинок средний пылеватый	47	1,1
3	1-й Пироговский залив	24,3	7,0	278	10	супесь средняя	21	0,7
4	Плотина у п. Пирогово	24,3	6,9	274	120	суглинок средний	42	1,1
5	Бухта Ореховая	23,6	7,0	274	72	супесь средняя пылеватая	54	1,8
6	Русловая часть водохранилища	23,6	7,3	275	85	суглинок средний	47	2,9

* гранулометрический состав определен ареометрическим методом, название дано по классификации В.В. Охотина [Трофимов и др., 2005].

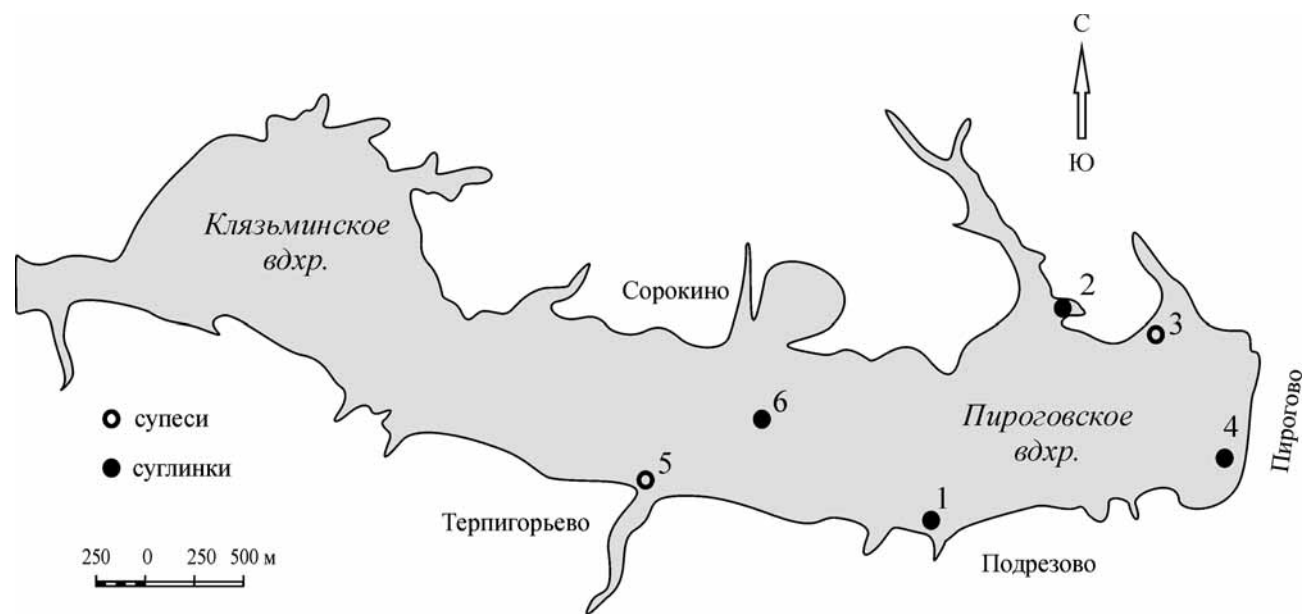


Рис. 1. Схема отбора образцов воды и донных отложений

ELAN–6100. Калибровку осуществляли по растворам мультиэлементного стандарта (набор ICP-MS-68B, «High-Purity Standards», США). Правильность измерений контролировали использованием внутреннего стандарта (Indium ICP Standard CertiPUR 1002 мг/л ± 0,4%, «Merck», Германия). Контроль точности проводили измерением стандартного раствора CRM–TMDW (Trace Metals in Drinking Water Standard, «High Purity Standards», США).

Для определения форм нахождения микроэлементов в водах использовали термодинамические расчеты с помощью пакета программ термодинамического моделирования HCh v.4.6 [Шваров, 2008], в которой в качестве критерия равновесия используется минимум свободной энергии Гиббса системы. Валовый состав систем задавали по результатам химических анализов. Концентрацию органических ионов оценивали по величине $C_{орг}$ по методике, приведенной в [Методы ..., 1988], с учетом средней молекулярной массы фульвокислот 1500 [Кирюхин, Швец, 1976].

Моделируемая система включала 20 независимых компонентов — 19 химических элементов (H, O, Ca, Mg, Na, K, C, S, Cl, Fe, Mn, Zn, Cu, Pb, Co, Cd, Ni, Ba, Sr) и квазиэлемент — фульвокислоту (Fu). Набор растворенных частиц в расчетах включал 90 простых ионов и комплексов, среди которых 79 неорганических (включая карбонатные, сульфатные, хлоридные, гидросокомплексы, а также свободные ионы) и 11 органических комплексов. Для более точного регулирования pH система была открыта по CO_2 . Источником термодинамических данных в работе служил банк данных UNITHERM, дополненный эффективными и термодинамическими константами комплексообразования, найденными в литературе. Используемые в расчетах константы для микроэлементов приведены в табл. 2.

В пробах донных осадков определены естественная влажность весовым способом, содержание органического вещества — методом окисления по Тюрину и гранулометрические характеристики ареометрическим методом (табл. 1). Рентгенофазовым анализом (дифрактометр «ДРОН–3М», аналитик В.Л. Косоруков) установлен минеральный состав донных осадков, представленный преимущественно кварцем (59–72%), калиевыми полевыми шпатами (9–13%), плагиоклазом (8–12%).

Формы нахождения микроэлементов (Fe, Mn, Sr, Ba, Cd, Zn, Pb, Co, Cu, Ni) в донных отложениях (фракция <1мм) определяли методом последовательных селективных экстракций по

Таблица 2

Эффективные и термодинамические константы комплексообразования $\log K$ (298,15 К, 1 атм), используемые в расчетах

Элемент	Лиганд					
	OH^-	CO_3^{2-}	SO_4^{2-}	Cl^-	NO_3^-	Fu^{2-}
Cu^{2+}	6,503	6,77	2,36	0,2	0,5	7,85
Zn^{2+}	5,003	4,76	2,34	0,4	0,4	4,83
Pb^{2+}	6,403	6,478	2,69	1,55	1,17	6,11*
Cd^{2+}	3,903	4,357	2,37	1,98	0,5	4,57
Co^{2+}	4,303	4,228	2,3	0,539	0,2	4,51
Ni^{2+}	4,103	4,5718	2,3	0,408	0,4	4,98
Ba^{2+}	0,643	2,71	2,16**	–0,49***	0,7	—
Sr^{2+}	0,823	2,81	2,3	–0,18***	0,6	—
Mn^{2+}	3,403	4,1**	2,25	0,1	0,2	4,17

Примечания. Если не указано иное, то константы для неорганических комплексов приведены согласно NIST Standard Reference Database 46 (Critical Stability Constants of Metal Complexes Database, опубликованной National Institute of Standards and Technology) [https://www.nist.gov/srd/nist46]; константы для органических комплексов — согласно [Mantoura et al., 1978]; * [Schnitzer, Skinner, 1967]; ** [Turner, 1981]; *** [Johnson et al., 1992]; прочерк — нет данных.

модернизированной схеме Тессье [Tessier et al., 1979]. Такая схема анализа позволяет выделить формы микроэлементов разной степени подвижности: 1) обменные катионы, специфически сорбированные формы и формы, связанные с карбонатами (вытяжка 1М ацетатно-аммонийным буфером с pH 4,8); 2) связанные с аморфными оксидами и гидроксидами железа и марганца (вытяжка солянокислым гидроксиламином при pH 2); 3) связанные с органическим веществом (вытяжка 30%-ным раствором H₂O₂ при pH 2); 4) остаточные (разложение остатка пробы после экстракций смесью HNO₃ и HCl). Первую группу форм традиционно относят к легкоподвижным, наиболее биодоступным формам. Вторую и третью можно отнести к условноподвижным, т.е. они способны переходить в раствор при изменении физико-химических условий.

Определение микрокомпонентного состава экстрактов выполняли методом ИСП-МС; соответственно, валовое содержание элементов в донных отложениях рассчитывали по сумме четырех экстракций. Для контроля качества определения содержания микроэлементов (учета потерь при экстрагировании) в исходной пробе донных осад-

ков было измерено валовое содержание элементов методом энергодисперсионного рентгенофлуоресцентного анализа (РФА-ЭД) с использованием спектрометра FXL 950 («Thermo Niton», США). Содержание Co и Cd оказалось ниже пределов обнаружения методом РФА-ЭД; по остальным элементам расхождение результатов оценки валового содержания (расчет по сумме четырех экстракций с ИСП-МС окончанием и прямой анализ методом РФА-ЭД) составило 3–7% для Sr, Ba, Mn, Zn; 10–13% для Cu, Ni, Pb и Fe.

Результаты исследований и их обсуждение. Макросостав поверхностных и поровых вод представлен на рис. 2, обобщенные характеристики вод приведены в табл. 3.

Поверхностные воды околонеутральные (pH 6,8–7,3), пресные (минерализация 224–234 мг/л); по классификации О.А. Алекина (1970) относятся к гидрокарбонатному классу, кальциевой группе, второму типу.

Поровые воды по той же классификации относятся к сульфатному классу, кальциевой группе, второму типу. Воды солоноватые — минерализация находится в диапазоне 1,9–3,3 г/л; преимущественно околонеутральные (pH 6,4–7,8). Между

Таблица 3

Средний макросостав поверхностных и поровых вод Пироговского водохранилища

Воды (n — число образцов)	Формула Курлова	Класс, группа, тип вод, по [Алекин, 1970]
Поверхностные (n=6)	$M_{0,23} \frac{Ca\ 62\ Mg\ 25\ Na\ 11\ K\ 2}{HCO_3\ 80\ Cl\ 14\ SO_4\ 7} pH\ 7,0$	Гидрокарбонатный класс, кальциевая группа, второй тип
Поровые в супесчаных донных отложениях (n=2)	$M_{2,8} \frac{Ca\ 58\ Mg\ 21\ Na\ 15\ K\ 6}{SO_4\ 61\ HCO_3\ 29\ Cl\ 10} pH\ 7,2$	Сульфатный класс, кальциевая группа, второй тип
Поровые в суглинистых донных отложениях (n=4)	$M_{2,2} \frac{Ca\ 60\ Mg\ 26\ Na\ 8\ K\ 6}{SO_4\ 83\ HCO_3\ 10\ Cl\ 7} pH\ 6,7$	

Таблица 4

Содержание микроэлементов (мкг/л) в поверхностных и поровых водах Пироговского водохранилища

Номер пробы	Микроэлементы (класс опасности)									
	Pb (2)	Cd (2)	Zn (3)	Cu (3)	Ni (3)	Co (3)	Sr (3)	Ba (4)	Mn (4)	Fe (4)
1	0,37	0,43	24	2,0	1,7	0,13	125	38	1,2	<50
	6,5	0,6	190	27	23	9,1	1220	6070	6250	<50
2	0,48	0,21	91	1,8	2,0	0,14	119	39	7,6	<50
	6,5	1,2	1180	26	41	34,4	1110	1440	25230	<50
3	0,10	0,04	89	1,4	1,8	0,14	123	38	3,8	<50
	78	1,3	152	115	31	5,8	2030	28040	4640	<50
4	0,47	0,25	53	1,7	1,9	0,14	123	40	1,6	<50
	6,8	0,7	110	62	19	4,6	1280	5180	7430	<50
5	0,42	0,03	25	1,4	1,7	0,13	120	38	1,3	<50
	13	1,7	344	110	51	24,9	1040	773	7740	<50
6	0,10	0,04	26	1,4	1,8	0,14	123	39	2,5	<50
	4,1	1,5	231	39	43	41,8	1010	568	33370	<50
ПДК*	6	5	10	1	10	10	400	740	10	100

Примечания. Над чертой — содержание микроэлементов в поверхностных водах, под чертой — в поровых водах; * предельно допустимые концентрации (ПДК) вредных веществ в водах водных объектов рыбохозяйственного значения [Приказ..., 2016].

поровыми водами, выделенными из супесей и суглинков, наблюдаются небольшие различия в анионном составе — воды в суглинистых отложениях имеют более сульфатный состав.

Содержание микроэлементов в поверхностных и поровых водах приведено в табл. 4. Сопоставление концентрации элементов в поверхностных водах с ПДК вредных веществ для объектов рыбохозяйственного значения [Приказ..., 2016] показало превышение нормативов для Zn и Cu (в 2–9 и до 2 раз соответственно). Содержание остальных элементов (Fe, Mn, Pb, Ni, Co, Cd, Ba, Sr) ниже ПДК.

Полученные данные об уровне содержания Zn (24–91 мкг/л), мигрирующего преимущественно в растворенной форме, в целом соответствуют средним значениям за 2007–2008 гг., установленным для поверхностных вод канала имени Москвы (11–154 мкг/л [Мосин, 2009]). Концентрация Cd (0,03–0,43 мкг/л), Cu (1,4–2,0 мкг/л) и Pb (0,10–0,48 мкг/л), полученная нами, значительно ниже оценок, приведенных в указанной работе (Cd 0,4–3,0 мкг/л; Cu 2–60 мкг/л; Pb 0,9–71 мкг/л), поскольку данные работы [Мосин, 2009] могут характеризовать общее содержание элемента (суммарно в растворенной и взвешенной форме).

Содержание микроэлементов в поровых водах значительно выше, чем в поверхностных: в $n=10$ раз для Ni, Cu, Zn, Cd, Sr; $n=10$ – $n=100$ раз для Co, Pb, Ba; в $n=1000$ – $n=10000$ раз для Mn (табл. 4). Повышенное содержание марганца в поровых водах отложений может положительно влиять на качество поверхностных вод вследствие способности элемента образовывать гидроксидные пленки на границе донных отложений и придонных вод. Пленки могут сорбировать катионы токсичных элементов, что препятствует их миграции в толщу вод.

Результаты расчетов распределения форм нахождения микроэлементов в поверхностных водах и поровых водах, выделенных из супесей и суглинков, представлены на рис. 3.

Большинство рассмотренных элементов (Ba, Sr, Mn, Cd, Zn, Ni, Co,) присутствует в воде преимущественно в форме свободных ионов (88–99%); вторые по значимости — карбонатные и фульватные комплексы металлов (кроме Ba, Sr, Mn; в среднем около 5% для каждого комплекса). При переходе от поверхностных вод к поровым водам донных отложений происходит постепенное увеличение содержания сульфатного комплекса указанных металлов (<1% в поверхностных водах; 7–10% в поровых водах в супесях; 14–20% в поровых водах в суглинистых отложениях).

Для меди характерно преобладание фульватных комплексов CuFu (до 95%). Содержание карбонатных комплексов CuCO_3 при переходе от поверхностных вод к поровым водам суглинков постепенно уменьшается от 9 до 2% соответственно.

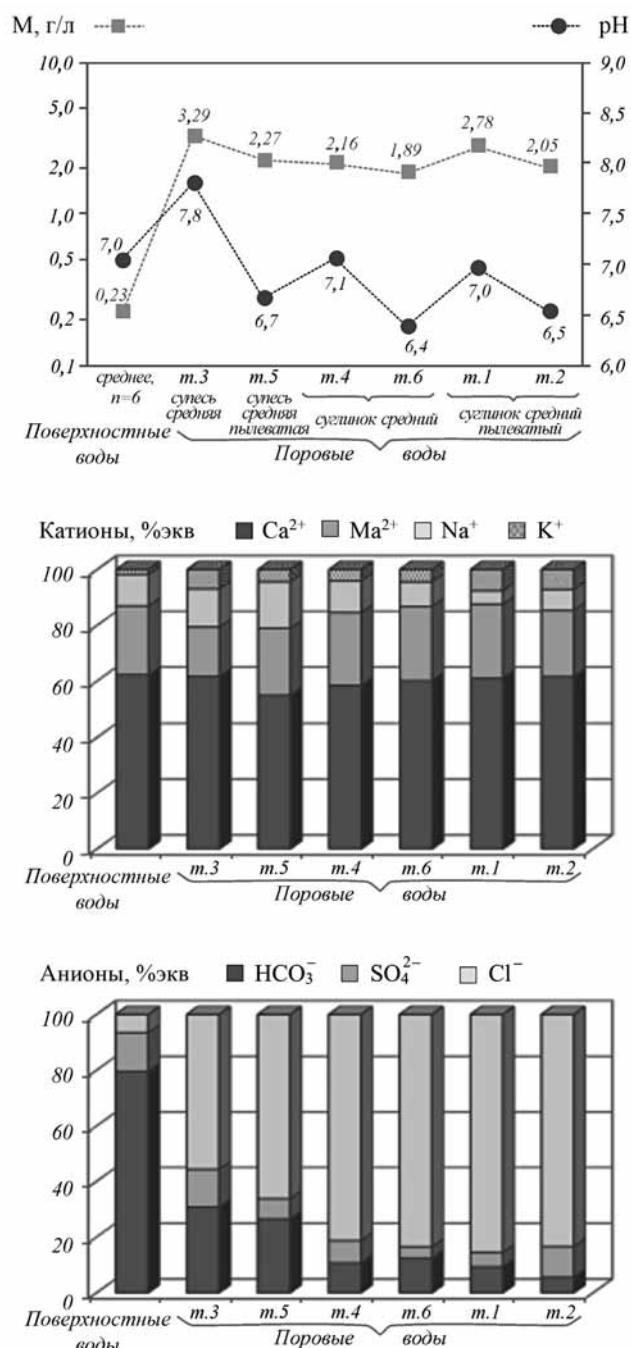


Рис. 2. Макросостав поверхностных и поровых вод

У свинца доминирующие формы нахождения представлены карбонатным PbCO_3 и фульватным PbFu комплексами; при переходе от поверхностных вод к поровым водам суглинков отмечено уменьшение содержания карбонатного комплекса и увеличение содержания фульватного и сульфатного комплексов, а также свободного иона Pb^{2+} .

Валовое содержание микроэлементов в твердой фазе донных отложений приведено на рис. 4. Образцы на рисунке расположены в порядке увеличения дисперсности состава, что обуславливает закономерное увеличение содержания железа (от 10 до 25 г/кг в супесях и суглинках пылеватых соответственно) и большинства микроэлементов

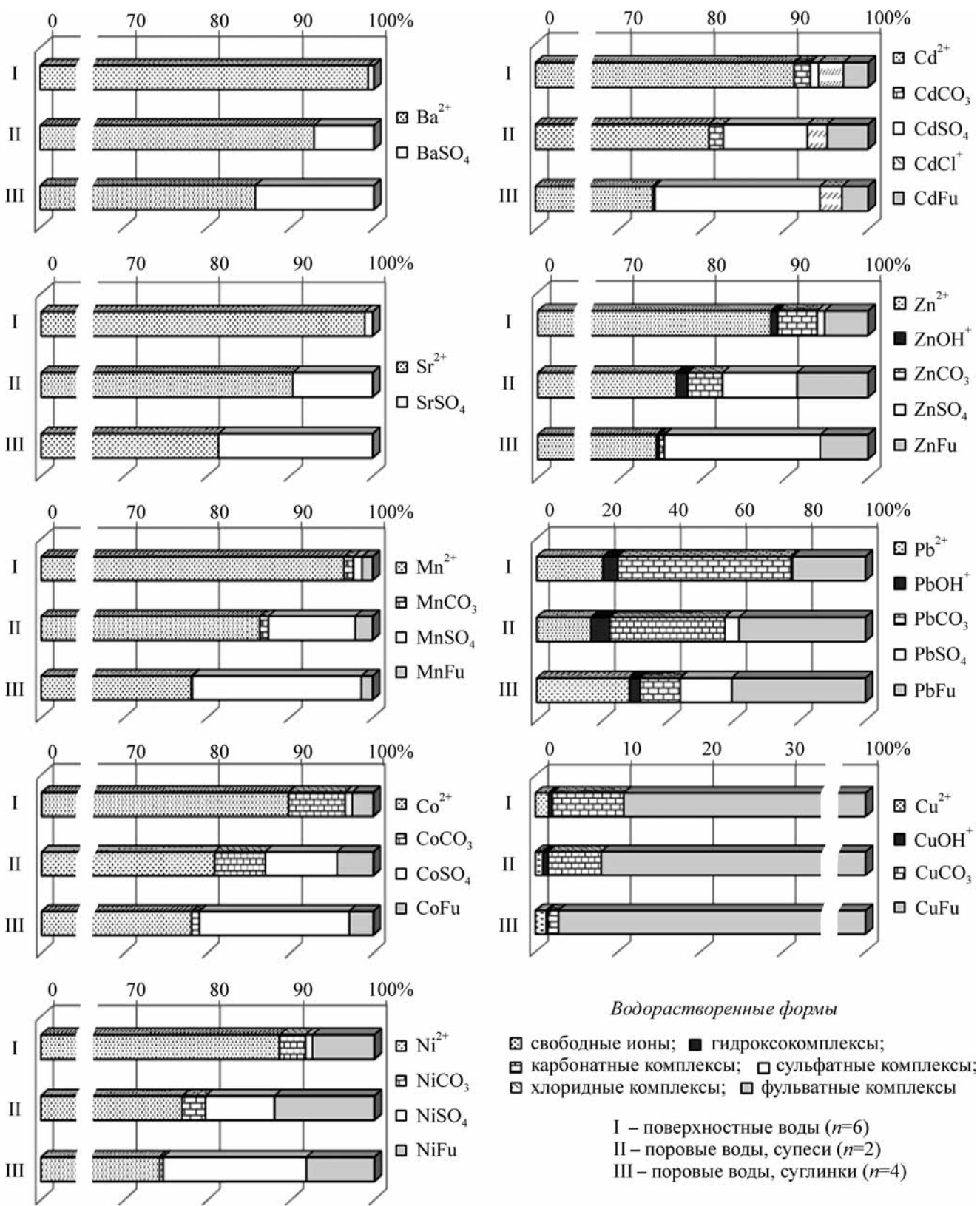
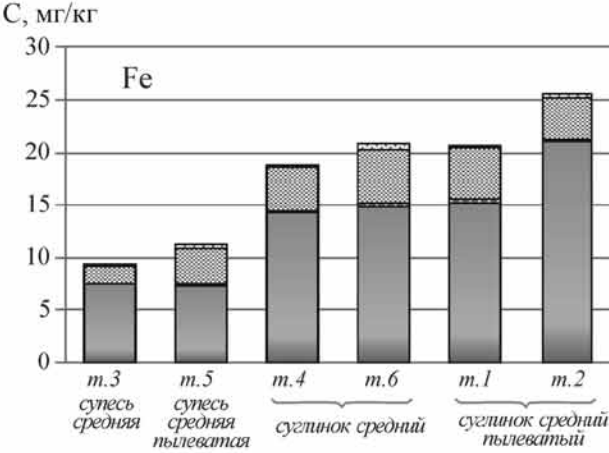
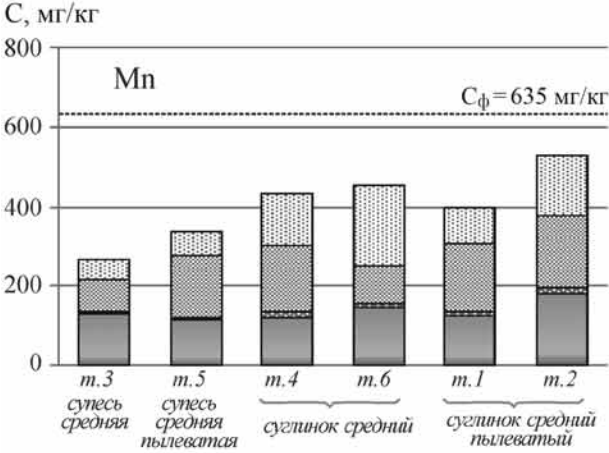
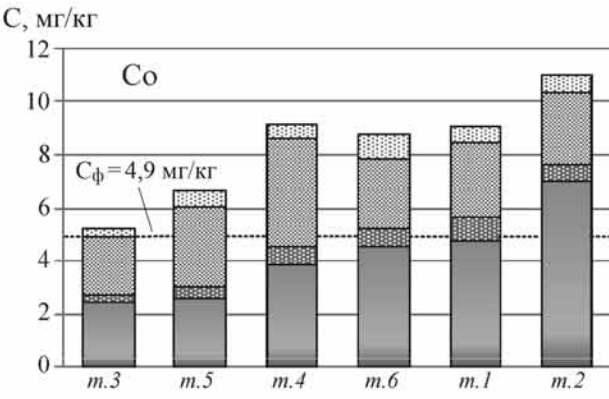
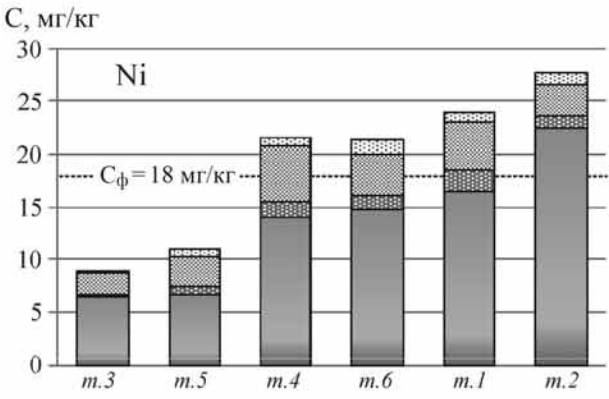
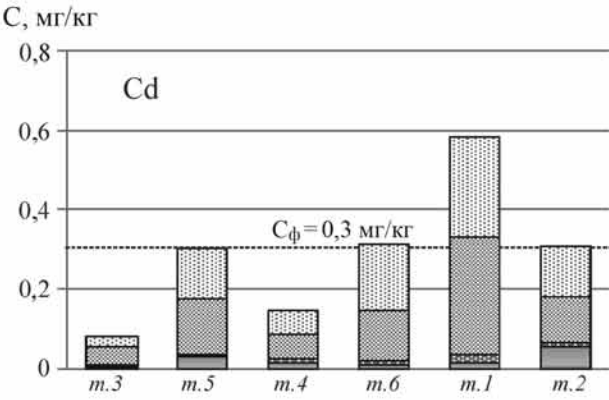
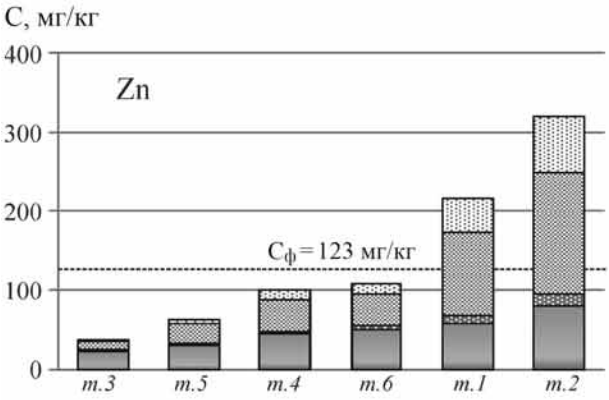
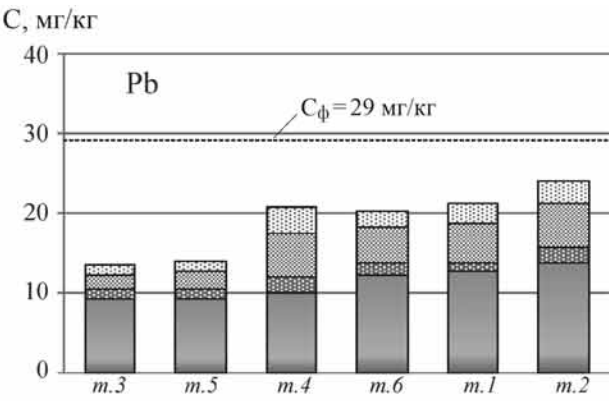
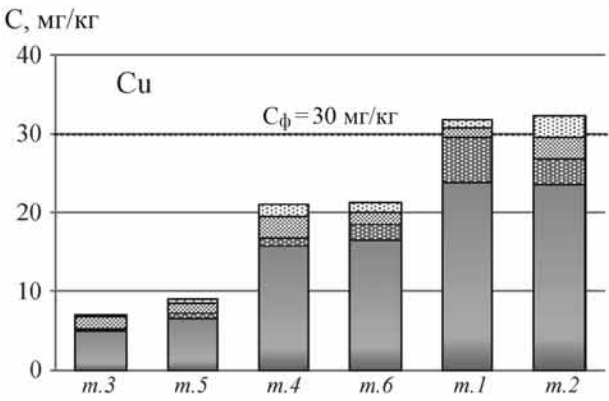
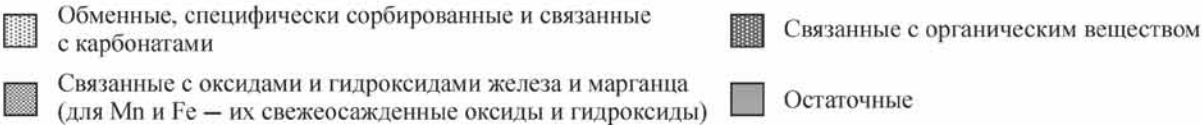


Рис. 3. Результаты термодинамических расчетов распределения форм нахождения микроэлементов в поверхностных и поровых водах Пироговского водохранилища

Рис. 4. Содержание и формы нахождения микроэлементов в донных отложениях Пироговского водохранилища (фоновое содержание по [Янин, 2004])



Формы нахождения металлов в донных отложениях



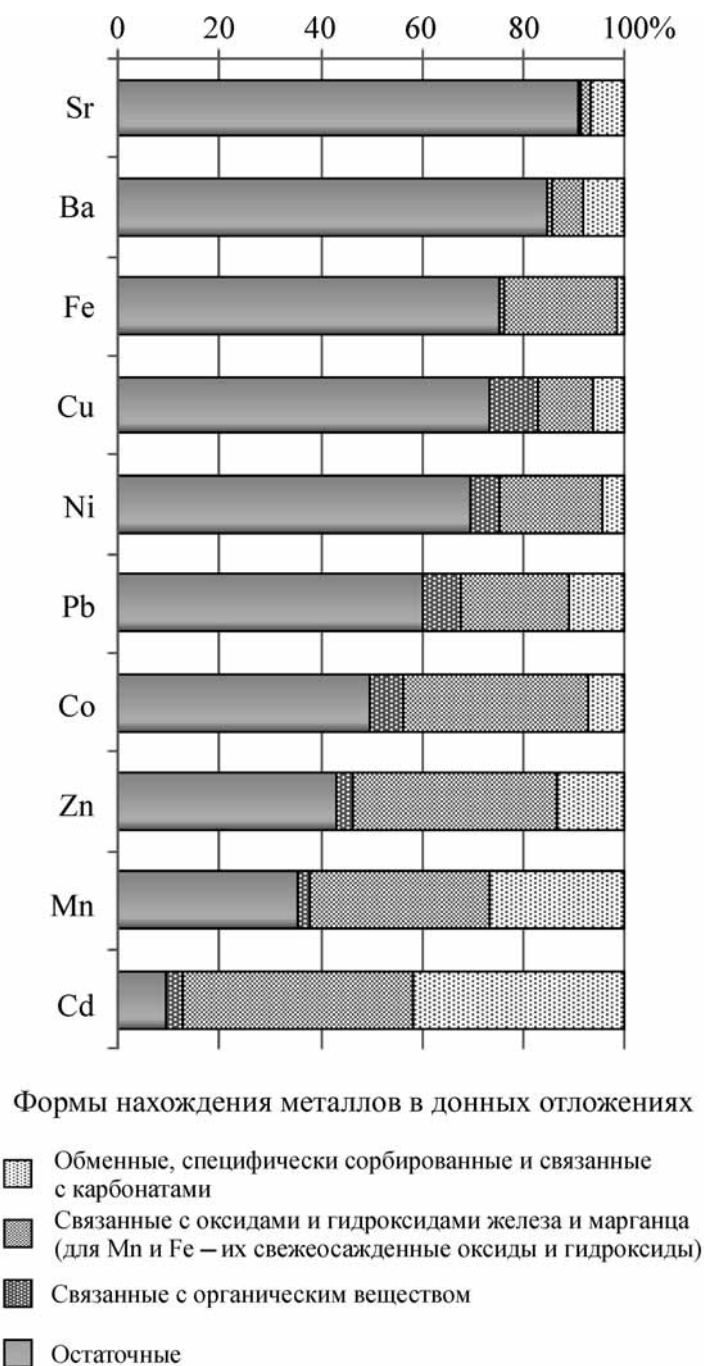


Рис. 5. Относительное распределение микроэлементов по формам нахождения в донных отложениях Пироговского водохранилища

отложениях (до 1,5–2,5 раз выше фона). Содержание Pb и Mn не превышает фоновых значений.

Максимальные значения содержания токсичных микроэлементов наблюдаются в образцах 1 и 2, что можно объяснить как их более тонким гранулометрическим составом (суглинки средние пылеватые), так и нахождением поблизости от точек отбора этих образцов яхт-клубов и городских пляжей.

Полученные нами оценки содержания Pb, Zn, Cu и Cd находятся на уровне 2007–2008 гг. [Мосин, 2009], что свидетельствует о консервативном поведении микроэлементов в донных отложениях.

Несмотря на различия в абсолютных значениях содержания, относительное распределение элементов (в % от вала) по формам нахождения достаточно однородно, в связи с чем расчет относительных значений содержания проводили путем осреднения для всех образцов (рис. 5).

Остаточная (литогенная) форма составляет около 85–90% для Sr и Ba, 70–75% для Fe, Ni и Cu, 60% для Pb, 40–50% для Co, Zn, 35% для Mn и <10% для Cd.

Около 20% Fe и 35% Mn находится в виде аморфных оксидов и гидроксидов. Количество форм, связанных с ними, для Zn, Cd, Co составляет 35–45%, Pb и Ni — 20%, Cu — 10%, Ba и Sr — 5% и менее.

Максимальное содержание обменных, специфически сорбированных и связанных с карбонатами форм характерно для Cd (40%) и Mn (25% от вала). Доля этих форм для Zn и Pb не превышает 10–15%, для Ni, Cu, Co, Sr и Ba — 5–10%, для Fe — <2%.

Донные отложения Пироговского водохранилища характеризуются низким содержанием

(в среднем, мг/кг: Cd 0,2–0,45; Co 6–10; Ni 10–26; Cu 8–30; Pb 14–22; Zn 50–270; Mn 300–460). Содержание Sr и Ba не зависит от гранулометрического состава донных отложений и составляет 90–110 и 380–420 мг/кг соответственно. Равномерность распределения бария и стронция в донных отложениях и их преимущественное нахождение в остаточной фракции (в кристаллической решетке силикатов) указывает на отсутствие техногенного источника поступления элементов.

Сопоставление полученных данных с фоновым содержанием элементов в донных отложениях рек Московской области [Янин, 2004] показало, что слабоаномальные значения концентрации в донных отложениях Пироговского водохранилища характерны для Ni, Co, Zn и Cd в суглинистых

органического вещества (0,7–1,8% в супесях и 1,1–2,9% в суглинках). Формы металлов, связанные с органическим веществом, не характерны для исследованных донных отложений. Максимальное содержание характерно для Cu, Pb, Co и Ni — 5–10% от вала, минимальное — для Sr, Ba и Fe (<2%), для остальных элементов (Mn, Zn, Cd) — 2–5%.

В донных отложениях, где содержание микроэлементов превышает фон, преобладают прочно-связанные остаточные и связанные с оксидами и гидроксидами железа и марганца формы металлов. Последние могут переходить в раствор при изменении условий среды на восстановительные (например, при эвтрофикации). Этот процесс не характерен для исследуемого водного объекта, в связи с чем повышенное содержание микроэлементов в донных отложениях на данный момент не представляет опасности для компонентов экосистемы.

Выводы. 1. По результатам исследований установлено, что в летний период поверхностные воды Пироговского водохранилища имеют низкую минерализацию (0,23 г/л), околонеутральные значения pH, относятся к гидрокарбонатному классу, кальциевой группе. Поровые воды донных отложений, представленных супесями и суглинками, солоноватые (минерализация 1,9–3,3 г/л), относятся к сульфатному классу, кальциевой группе.

2. Содержание растворенных форм микроэлементов в поверхностных водах не превышает ПДК вредных веществ в водах водных объектов рыбохозяйственного значения, кроме Zn (2–9 ПДК) и Cu (<2 ПДК).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алекин О.А. Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеоздат, 1970. 413 с.

Волков Д.А. Качество вод Клязьминского водохранилища // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2011. № 4. С. 48–52.

Кирюхин В.К., Швеи В.М. Определение органических веществ в подземных водах. М.: Недра, 1976.

Количественный анализ/ Под ред. А.Ю. Золотова. М.: Мир, 1978. 558 с.

Липатникова О.А. Формы нахождения микроэлементов в донных отложениях Вышневолоцкого водохранилища // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 3. С. 46–54.

Липатникова О.А., Гричук Д.В., Григорьева И.Л. и др. Формы нахождения микроэлементов в донных отложениях Иваньковского водохранилища // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геоэкология. 2014. № 1. С. 37–48.

Манихин В.И., Никаноров А.М. Растворенные и подвижные формы тяжелых металлов в донных отложениях пресноводных экосистем. СПб.: Гидрометеоздат, 2001. 182 с.

Методы геохимического моделирования и прогнозирования в гидрогеологии / Под ред. С.Р. Крайнова. М.: Недра, 1988.

Мосин А.В. Современные проблемы качества воды в канале имени Москвы // Изв. Самарского НЦ РАН. 2009. Т. 11, № 1 (3). С. 320–323.

3. Преобладающие водорастворенные формы нахождения токсичных микроэлементов в поверхностных водах по результатам термодинамических расчетов представлены свободными ионами (Sr, Mn, Zn, Ni, Co, Cd, Ba), фульватным (Cu) и карбонатным (Pb) комплексами. При переходе от поверхностных вод к поровым при сохранении состава доминирующих форм происходит увеличение содержания сульфатного комплекса (максимальное в суглинистых отложениях).

4. Донные отложения Пироговского водохранилища, представленные суглинками, характеризуются слабоаномальной концентрацией Ni, Co, Zn и Cd (до 1,5–2,5 раз выше фона). Максимальное содержание микроэлементов наблюдается в точках опробования, приуроченных к городским пляжам и яхт-клубам.

5. Основные формы нахождения металлов в твердой фазе донных отложений — остаточные (Fe, Sr, Ba, Ni, Pb, Cu) и прочно связанные с оксидами и гидроксидами железа и марганца (Zn, Cd, Co). Наиболее подвижные обменные, специфически и связанные с карбонатами формы играют заметную роль во фракционном составе соединений только для Cd и Mn.

Благодарности. Авторы выражают благодарность И.Г. Башкирову за помощь в отборе полевого материала.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 19-05-00519 «Развитие экспериментальных и теоретических основ количественной коллоидной геохимии континентальных вод»).

Официальный сайт Московско-Окского бассейнового водного управления. URL: <http://www.m-obv.ru> (дата обращения: 05.07.2019).

Официальный сайт ФГБУ «Центррегионводхоз». URL: <http://fgwu.ru> (дата обращения: 05.07.2019).

Официальный сайт Федерального агентства водных ресурсов. URL: <http://voda.mnr.gov.ru> (дата обращения: 05.07.2019).

Приказ Минсельхоза России от 13.12.2016 № 552 «Об утверждении нормативов качества воды водных объектов рыбохозяйственного значения, в том числе нормативов предельно допустимых концентраций вредных веществ в водах водных объектов рыбохозяйственного значения» (Зарегистрировано в Минюсте России 13.01.2017 № 45203). Электронный фонд правовой и нормативно-технической документации. URL: <http://docs.cntd.ru> (дата обращения: 06.07.2019).

Суслов С.В., Груздева Л.П., Груздев В.С., Хрусталева М.А. Формирование и химический состав донных отложений водохранилищ канала им. Москвы // Мелиорация и водное хозяйство. 2017. № 6. С. 12–16.

Трофимов В.Т., Королев В.А., Вознесенский Е.А. и др. Грунтоведение. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005.

Шваров Ю.В. NCh: новые возможности термодинамического моделирования геохимических систем, предоставляемые Windows // Геохимия. 2008. № 8. С. 898–903.

Янин Е.П. Техногенные илы в реках Московской области (геохимические особенности и экологическая оценка). М.: ИМГРЭ, 2004. 95 с.

Johnson J.W., Oelkers E.H., Helgeson H.C. SUPCRT 92: A software package for calculating the standard molal thermodynamic properties of minerals, gases, aqueous species, and reactions from 1 to 5000 bar and 0 to 1000 °C // Computers and Geosci. 1992. Vol. 18, N 7. P. 899–947.

Mantoura R.F.C., Dickson A., Riley S.P. The complexation of metals with humic materials in natural water // Estuar. Coast. Mar. Sci. 1978. Vol. 6. P. 383–408.

NIST Critically Selected Stability Constants of Metal Complexes Database: Version 8.0. URL: <https://www.nist.gov/srd/nist46> (дата обращения: 05.06.2019).

Schnitzer M., Scinner S.I.M. Organo-metallic interaction in soil: 7. Stability constants of Pb, Ni, Co, Ca, Mn and Mg-fulvic acid complexes // Soil Sci. 1967. Vol. 103. P. 247–252.

Tessier A., Campbell P.G.C., Bisson M. Sequential extraction procedure for the speciation of particulate trace metals // Analyt. Chem. 1979. Vol. 51, N 7. P. 844–851.

Turner D.R., Whitfield M., Dickson A.G. The equilibrium speciation of dissolved components in freshwater and seawater at 25 °C and 1 atm pressure // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1981. Vol. 45, N 6, P. 855–881.

Поступила в редакцию 25.09.2019

Поступила с доработки 16.10.2019

Принята к публикации 12.10.2020

УДК 556.5:550.4

О.А. Липатникова¹, Т.Н. Лубкова², Е.М. Хавина³**ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ КАНАЛА ИМЕНИ МОСКВЫ И ВОЛГО-БАЛТИЙСКОЙ СИСТЕМЫ**

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1
ФГАОУ ВО «Московский физико-технический институт»,
141701, Московская область, г. Долгопрудный, Институтский пер., 9

Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1
Moscow Institute of Physics and Technology, 141701, Moscow Region, Dolgoprudny, Institutskiy per., 9

По результатам экспедиционных исследований в летний период 2018 г. дана гидрохимическая характеристика современного состояния водных объектов канала имени Москвы и Волго-Балтийской системы. Проанализировано пространственное изменение ионного состава воды и содержания растворенных форм микроэлементов на участке от Москвы до Петрозаводска. По результатам сопоставления с литературными данными охарактеризована динамика микроэлементного состава и показана устойчивость ионного состава воды в течение многолетнего периода наблюдений.

Ключевые слова: водохранилище, ионный состав воды, микроэлементы, канал имени Москвы, Волго-Балтийская система.

Based on the results of field research in the summer of 2018 a hydrochemical characteristic of the current state of the Moscow Canal and the Volga-Baltic system was carried out. The spatial change in the ionic composition of water and the content of dissolved forms of trace elements in the area from Moscow to Petrozavodsk was analyzed. The dynamics of the microelement composition was characterized and the stability of the ionic composition of water over a long-term observation period was shown.

Key words: water reservoir, ionic water composition, trace elements, channel them. Moscow, Volga-Baltic system.

Введение. В 1930–1970-е гг. были созданы уникальные межбассейновые соединения (Волго-Балтийский, Беломоро-Балтийский, Волго-Донской каналы, канал имени Москвы) и цепи водохранилищ, благодаря чему удалось соединить в единую судоходную систему все крупные реки европейской части России. Не только Москва, но и десятки других российских городов получили право именовать себя «портами пяти морей», поскольку появилась возможность беспрепятственной и экономически доступной доставки грузов и пассажиров по рекам до Балтийского, Белого, Черного, Азовского и Каспийского морей.

Канал имени Москвы, построенный в 1932–1937 гг. и протянувшийся от Волги до Москвы, — сооружение, которое комплексно решает несколько крупных водохозяйственных задач: водоснабжение столицы, обеспечение водно-транспортной связи с Волгой, улучшение санитарного состояния рек в пределах города, выработка электроэнергии на попутных и оставшихся расходах воды, а также создание зон отдыха [Канал им. Москвы..., 1987]. Волго-Балтийский канал представляет собой

крупнейшее гидротехническое сооружение: он соединяет Онежское озеро с Рыбинским водохранилищем. Воротами Волго-Балта считают Вытегорский гидроузел, где был воздвигнут комплекс гидротехнических сооружений: судоходный шлюз, водосброс, совмещенный с гидроэлектростанцией; земляная плотина, перегородившая русло реки, а также подходные каналы, дамбы, металлический мост для движения транспорта. Непосредственно от устья р. Вытегра до Рыбинского водохранилища канал протянулся на 367 км [Золотова, Скупинова, 2010].

Исследования водохранилищ Волги и Волго-Балтийского канала активно проводятся сотрудниками Института биологии внутренних вод РАН (ИБВВ РАН) и Института водных проблем РАН (ИВП РАН). Начиная с конца 1950-х гг. и по настоящее время опубликованы многочисленные работы о гидрохимических исследованиях Угличского, Рыбинского, Шекснинского водохранилищ [Гапеева, 2013; Григорьева и др., 2011; Дебольский и др., 2010; Современное..., 2002; Структура..., 2018; Экологические..., 2001]. Экосистема Онеж-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, науч. с.; e-mail: lipatnikova_oa@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, ст. науч. с.; e-mail: tanya_lubkova@mail.ru

³ Физтех-школа аэрокосмических технологий Московского физико-технического института (научно-исследовательского университета), аспирант; e-mail: khavina.lx@phystech.edu



Рис. 1. Схема расположения точек опробования

ского озера со середины 1960-х гг. и по настоящее время исследуется сотрудниками Института водных проблем Севера КарНЦ РАН [Онежское озеро, 2010; Сабылина и др., 2010; Тимакова и др., 2011]. Мониторинг водохранилищ канала имени Москвы (Клязьминское, Пестовское, Икшинское и др.) осуществляется Бассейновой гидрохимической лабораторией ФГБУ «Центррегионводхоз» [<http://fgwu.ru>], но научно-исследовательских работ по этим объектам немного [Волков, 2011; Мосин, 2009]. Опубликованные исследования экосистемы водохранилищ участка Волго-Балтийского канала на р. Вытегра единичны [Гапеева и др., 2018] и не включают гидрохимическую характеристику воды.

Комплексную сравнительную гидрохимическую характеристику водных объектов канала имени Москвы и Волго-Балтийской системы при движении от Москвы до Петрозаводска также ранее не проводили, что определяет актуальность научных исследований в этом направлении.

Материалы и методы исследований. Для гидрохимической характеристики водных объектов канала имени Москвы и Волго-Балтийской системы в июле 2018 г. было проведено опробование Клязьминского, Пестовского, Икшинского, Угличского, Рыбинского, Шекснинского, Белоусовского, Вытегорского водохранилищ и Онежского озера. Основные морфометрические характеристики объектов приведены в табл. 1. Опробование выполняли в рамках проекта «Geya Sailing Science» в июле 2018 г. Пробы воды отбирали из поверхностного горизонта с борта маломерной яхты «Гея». Схема отбора проб представлена на рис. 1. Непосредственно на судне определяли следующие показатели: температуру воды, pH, электропроводность с использованием портативных pH-метра PH-200 и кондуктометра COM-100 («НМ Digital», Южная Корея). Для определения содержания анионов и окисляемости (ХПК) воду отбирали в емкости из полиэтилена «под крышку».

Для определения содержания главных катионов и микроэлементов пробы фильтровали через стерильные фильтрующие насадки из ацетата целлюлозы с диаметром пор 0,45 мкм (CHROMAFIL CA-45/25-S, «Macherey-Nagel», Германия) в пробирки из полипропилена вместимостью 15 мл и подкисляли фильтрат HNO_3 (ос.ч.) до pH 2.

Анионный состав и ХПК определяли на кафедре геохимии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Содержание хлорид-ионов и гидрокарбонат-ионов оценивали методами объемного титрования, нитрат-ионов — методом потенциометрии согласно [Количественный..., 1978]. Содержание сульфат-ионов определяли рентгенофлуоресцентным анализом на спектрометре «Thermo Scientific Niton» FXL-950 с предварительным концентрированием аликвоты по методу «высушенной капли» с использованием внутреннего стандарта (Ti) и калибровкой по ра-

Таблица 1

Основные морфометрические характеристики объектов исследования, по [Дебольский и др., 2010; <http://voda.mnr.gov.ru>; Современное..., 2002; Золотов, Скупинова, 2010; Сабылина и др., 2010; Онежское озеро, 2010]

Водохранилище	НПУ ¹ , м	Год заполнения	Объем, км ³	Площадь зеркала, км ²	Длина, км	Ширина максимальная, км	Глубина, м
			полный/полезный				средняя/максимальная
Клязьминское	162	1937	0,087/0,027	15,16	16	1,2	5,5/16
Пестовское	162	1937	0,0543/0,0200	11,6	6	2	4,7/14
Икшинское	162	1937	0,015/0,008	8,1	5,6	1,5	—/8
Угличское	124	1940	1,245/0,809	249	143	5,0	5,0/23,3
Рыбинское	109	1941–1947	25,42/16,67	4550	250	56	5,6/30,4
Шекснинское	113	1963	6,521/1,850	1665	262	33	3,9/20
Белоусовское	60 ²	1961	—/—	6,8 ³	11 ³	0,9 ³	4/15
Вытегорское	47 ²	1961	—/—	17 ³	9 ³	1,95 ³	4/12
Онежское озеро	33,3 ⁴	нет	295/нет	9720	248	96	30/120

Примечания. ¹ Нормальный подпорный уровень; ² расчет в соответствии с абсолютной отметкой Онежского озера на основании известного перепада высот в шлюзах 1 и 2 Волго-Балтийского канала; ³ расчет с использованием сервиса Google Earth; ⁴ высота над уровнем моря. Прочерк — данные отсутствуют.

бочим растворам, подготовленным из стандартного образца состава раствора сульфат-иона (1 мг/см³, ГСО 8746-2006). Оценку ХПК выполняли фотометрическим методом согласно [ГОСТ 31859-2012] с использованием анализатора «Эксперт-003-ХПК».

Содержание главных катионов (Ca, Mg, Na, K) и микроэлементов (Al, Ti, Sr, Ba, Rb, Fe, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Cd, Pb, V, Cr, As, Mo) анализировали методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) в Отделе научно-производственных аналитических работ ФГБУ ИМГРЭ на масс-спектрометре ELAN-6100. Калибровку осуществляли по растворам мультиэлементного стандарта (набор ICP-MS-68B, «High-Purity Standards», США). Правильность измерений контролировали использованием внутреннего стандарта (Indium ICP Standard CertiPUR 1002 мг/л±0,4%, «Merck», Германия). Контроль точности проводили измерением стандартного раствора CRM-TMDW (Trace Metals in Drinking Water Standard, «High Purity Standards», США).

Результаты исследований и их обсуждение. При систематизации результатов в соответствии с географической привязкой к водным объектам все проанализированные образцы были разделены на 6 групп: 1) водохранилища канала им. Москвы, а также воды непосредственно самого канала и незарегулированного участка р. Волга в зоне влияния канала (точки 1–6); 2) Угличское водохранилище (точки 7–10); 3) Рыбинское водохранилище (точки 11–15); 4) Шекснинское водохранилище, включая оз. Белое (точки 16–19); 5) водохранилища Волго-Балтийского канала — Вытегорское и Белоусовское (точки 20–21); 6) Онежское озеро (точки 22–31).

Макрокомпонентный (ионный) состав вод представлен на рис. 2, а также обобщенно, в соответствии с указанным делением, в табл. 2. По классификации О.А. Алекина [Алекин, 1970] воды во всех точках опробования относятся к гидро-

карбонатному классу, кальциевой группе, второму типу. Воды околонеутральные (рН 6,2–7,3), ультрапресные и пресные (с минерализацией 40–280 мг/л). Обращает внимание присутствие в водах водохранилищ канала имени Москвы в заметном количестве нитрат-иона (9–35 мг/л), что при относительно невысокой общей минерализации воды (в среднем 240 мг/л) обуславливает вхождение нитрат-иона в состав главных анионов.

Для исследованных объектов характерно в целом закономерное уменьшение минерализации при движении от Москвы до Петрозаводска. Рост содержания растворимых солей и величины рН наблюдается в водах Белоусовского и Вытегорского водохранилищ Волго-Балтийского канала (рис. 2). Воды Онежского озера имеют наименьшую минерализацию (40–48 мг/л) и более кислые значения рН (6,2–6,7 ед.).

Обобщенные формулы Курлова, характеризующие состав вод изученных объектов, приведены в табл. 3. Сопоставление полученных нами аналитических данных с опубликованными показывает устойчивость ионного состава поверхностных вод за многолетний период.

Анализ микроэлементного состава показал, что содержание растворенных форм большинства потенциальных загрязнителей ниже ПДК вредных веществ в водах водных объектов рыбохозяйственного значения [Приказ..., 2016] (табл. 4).

Концентрация Си превышает ПДК в воде всех изученных объектов, однако отметим, что утвержденное нормативное значение (1 мкг/л) ниже, чем среднее содержание растворенной меди в реках мира (1,48 мкг/л, согласно [Gaillardet et al., 2014]). Аналогичная ситуация наблюдается при нормировании содержания Мп в водах водных объектов рыбохозяйственного значения — ПДК элемента составляет 10 мг/л при среднем содержании 34 мкг/л. В исследованных водах содержание Мп варьирует в диапазоне 1–100 мкг/л; наибольшие вариации

Таблица 2

Физико-химические характеристики и ионный состав воды объектов исследования

Показатель	Объекты (номера точек опробования)					
	вдхр канала имени Москвы (1–6)	Угличское вдхр (7–10)	Рыбинское вдхр (11–15)	Шекснинское вдхр (16–19)	Вытегорское и Белоусовское вдхр (20–21)	Онежское озеро (23–31)
T, °C	$\frac{18,3 \div 23,3}{21,3}$	$\frac{19,6 \div 21,4}{20,8}$	$\frac{18,6 \div 20,2}{19,1}$	$\frac{18,3 \div 24,4}{21}$	$\frac{18,7 \div 20,6}{19,7}$	$\frac{18,3 \div 26,4}{21,7}$
pH	$\frac{6,94 \div 7,15}{7,03}$	$\frac{7,15 \div 7,29}{7,22}$	$\frac{7,00 \div 7,24}{7,11}$	$\frac{6,69 \div 6,77}{6,73}$	$\frac{7,00 \div 7,13}{7,07}$	$\frac{6,22 \div 6,74}{6,49}$
σ , мкСм/см	$\frac{238 \div 360}{288}$	$\frac{236 \div 273}{247}$	$\frac{178 \div 209}{195}$	$\frac{116 \div 140}{129}$	$\frac{207 \div 216}{212}$	$\frac{46 \div 61}{54}$
ХПК, мг О/л	$\frac{49 \div 71}{60}$	$\frac{40 \div 103}{70}$	$\frac{41 \div 99}{58}$	$\frac{31 \div 46}{37}$	$\frac{23 \div 27}{25}$	$\frac{20 \div 58}{29}$
Ca ²⁺ , мг/л	$\frac{35,5 \div 42,8}{37,3}$	$\frac{32,5 \div 35,4}{33,6}$	$\frac{23,1 \div 28,6}{25,9}$	$\frac{15,4 \div 21,1}{18,3}$	$\frac{29,6 \div 32,8}{31,2}$	$\frac{5,4 \div 6,3}{5,8}$
Mg ²⁺ , мг/л	$\frac{7,9 \div 10,9}{8,9}$	$\frac{7,9 \div 8,9}{8,2}$	$\frac{6,7 \div 7,4}{7,0}$	$\frac{5,0 \div 5,8}{5,4}$	$\frac{6,9 \div 7,5}{7,2}$	$\frac{2,0 \div 2,4}{2,2}$
Na ⁺ , мг/л	$\frac{4,0 \div 7,5}{4,8}$	$\frac{3,8 \div 4,3}{4,0}$	$\frac{2,2 \div 3,4}{2,6}$	$\frac{1,3 \div 1,5}{1,4}$	$\frac{1,9 \div 2,3}{2,1}$	$\frac{1,9 \div 2,6}{2,2}$
K ⁺ , мг/л	$\frac{2,0 \div 19,0}{10,2}$	$\frac{3,5 \div 10,8}{6,1}$	$\frac{0,9 \div 3,2}{1,8}$	$\frac{0,8 \div 0,9}{0,8}$	$\frac{0,9 \div 1,5}{1,2}$	$\frac{0,7 \div 1,4}{0,9}$
HCO ₃ ⁻ , мг/л	$\frac{138 \div 170}{144}$	$\frac{128 \div 144}{136}$	$\frac{93 \div 119}{104}$	$\frac{61 \div 79}{69}$	$\frac{122 \div 135}{129}$	$\frac{21 \div 26}{24}$
SO ₄ ²⁻ , мг/л	$\frac{7,2 \div 11,7}{9,2}$	$\frac{10,9 \div 16,6}{13,2}$	$\frac{11,7 \div 14,8}{13,4}$	$\frac{10,2 \div 14,2}{12,0}$	$\frac{3,0 \div 3,6}{3,3}$	$\frac{2,6 \div 8,6}{5,2}$
Cl ⁻ , мг/л	$\frac{7,8 \div 12,6}{9,5}$	$\frac{8,4 \div 10,8}{9,7}$	$\frac{3,6 \div 8,4}{5,6}$	$\frac{3,6 \div 4,0}{3,8}$	$\frac{3,6 \div 3,6}{3,6}$	$\frac{2,6 \div 8,6}{5,2}$
NO ₃ ⁻ , мг/л	$\frac{9 \div 35}{15}$	$\frac{n/o \div 8}{n/o}$	n/o	n/o	n/o	n/o
M, мг/л	$\frac{215 \div 281}{239}$	$\frac{200 \div 231}{213}$	$\frac{141 \div 183}{160}$	$\frac{98 \div 126}{110}$	$\frac{168 \div 187}{177}$	$\frac{40 \div 48}{44}$

Примечания. М — общая минерализация воды; н/о — не обнаружено. Над чертой — разброс значений, под чертой — среднее.

Таблица 3

Обобщенная формула Курлова для поверхностных вод объектов исследования

Объект	Формула Курлова	
	по данным авторов	по литературным данным
Вдхр канала имени Москвы	$M_{0,24} \frac{Ca\ 61\ Mg\ 24\ K\ 8\ Na\ 7}{HCO_3\ 79\ Cl\ 10\ NO_3\ 8\ SO_4\ 6} \text{ pH } 7,2$	—
Угличское вдхр	$M_{0,21} \frac{Ca\ 63\ Mg\ 25\ Na\ 7\ K\ 6}{HCO_3\ 79\ Cl\ 10\ SO_4\ 10} \text{ pH } 7,2$	$M_{0,21} \frac{Ca\ 62\ Mg\ 26\ Na\ 9\ K\ 2}{HCO_3\ 77\ Cl\ 13\ SO_4\ 10} \text{ [1]}$
Рыбинское вдхр	$M_{0,16} \frac{Ca\ 64\ Mg\ 28\ Na\ 6\ K\ 2}{HCO_3\ 80\ SO_4\ 13\ Cl\ 7} \text{ pH } 7,1$	$M_{0,17} \frac{Ca\ 65\ Mg\ 28\ Na\ 6\ K\ 1}{HCO_3\ 82\ SO_4\ 14\ Cl\ 4} \text{ [2]}$
Шекснинское вдхр	$M_{0,11} \frac{Ca\ 63\ Mg\ 31\ Na\ 4\ K\ 1}{HCO_3\ 76\ SO_4\ 17\ Cl\ 7} \text{ pH } 6,7$	$M_{0,12} \frac{Ca\ 61\ Mg\ 32\ Na+K\ 7}{HCO_3\ 76\ SO_4\ 16\ Cl\ 8} \text{ [3]}$
Вытегорское и Белоусовское вдхр	$M_{0,18} \frac{Ca\ 69\ Mg\ 26\ Na\ 4\ K\ 1}{HCO_3\ 93\ Cl\ 4\ SO_4\ 3} \text{ pH } 7,1$	—
Онежское озеро	$M_{0,044} \frac{Ca\ 49\ Mg\ 30\ Na\ 17\ K\ 4}{HCO_3\ 62\ SO_4\ 19\ Cl\ 19} \text{ pH } 6,5$	$M_{0,045} \frac{Ca\ 47\ Mg\ 34\ Na\ 16\ K\ 3}{HCO_3\ 68\ SO_4\ 13\ Cl\ 11\ A_{opr}\ 8} \text{ [4]}$

Примечания. [1] — усредненный состав за 1980–1990 гг. наблюдений [Экологические..., 2001]; [2] — усредненный состав за 2004–2013 гг. наблюдений [Структура..., 2018]; [3] — усредненный состав за 1988–2000 гг. наблюдений [Современное..., 2002]; [4] — усредненный состав за 1985–2008 гг. наблюдений [Сабылина и др., 2010]. Прочерк — данные отсутствуют.

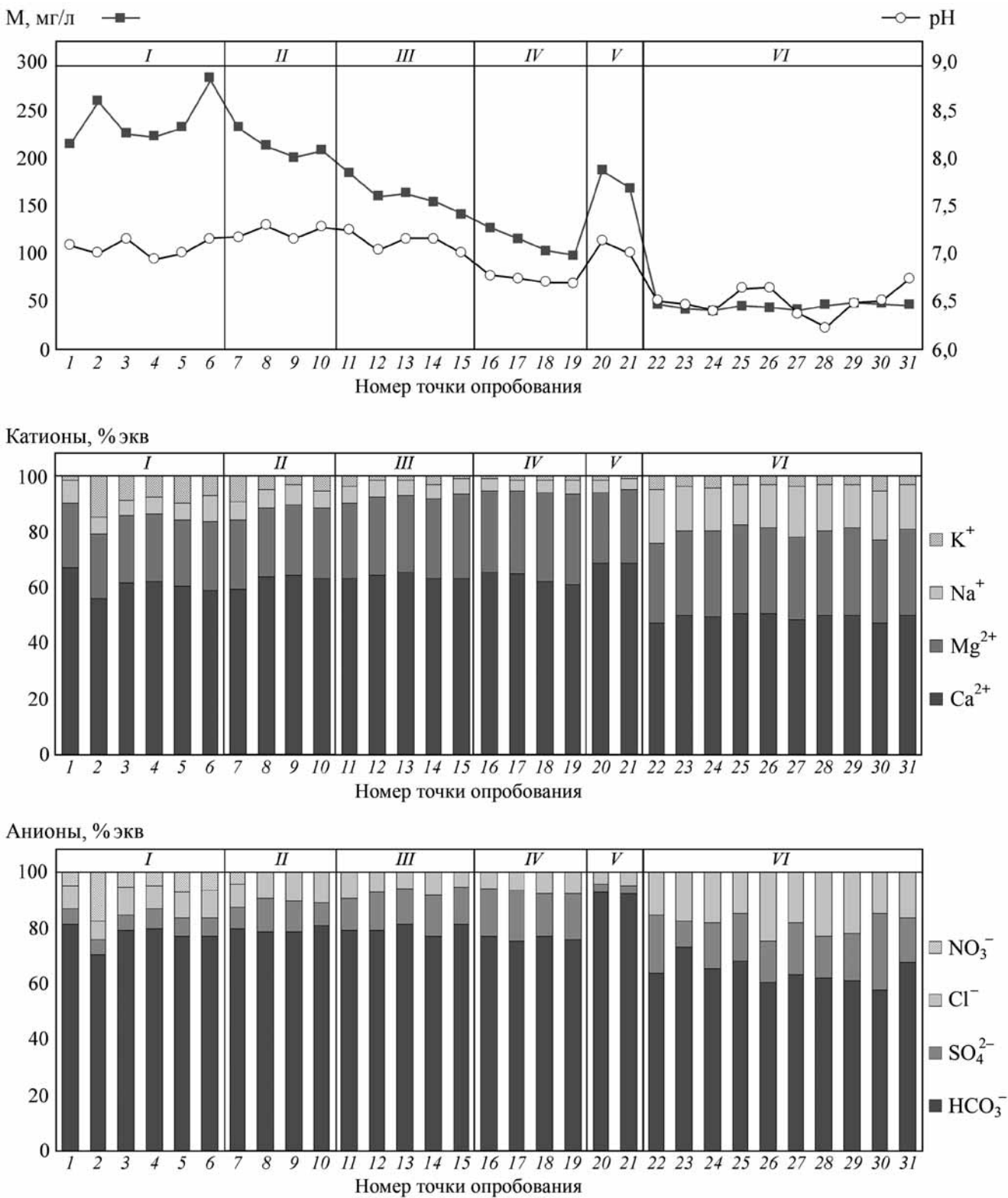


Рис. 2. Минерализация, pH и ионный состав поверхностных вод: I — канал имени Москвы, II — Угличское вдхр, III — Рыбинское вдхр, IV — Шекснинское вдхр, V — вдхр Волго-Балтийского канала (Вытегорское и Белоусовское), VI — Онежское озеро

наблюдаются в водах водохранилищ канала имени Москвы (2,9–99,8 мкг/л, в среднем 9,7 мг/л).
Содержание растворенных форм Fe до 3 раз превышает ПДК в водах Рыбинского, Шекснинского, Вытегорского и Белоусовского водохранилищ, локально — в водах Онежского озера. Вместе

с тем полученные оценки содержания железа ординарные для водоемов лесной зоны, сток которых формируется на залесенных и заболоченных водосборах с преобладанием оподзоленных и торфянистых почв [Современное..., 2002]. Для Шекснинского водохранилища также характерно

Таблица 4

Содержание микроэлементов (мкг/л) в водах изученных объектов

Элемент (класс опасности)	ПДК	вдхр канала имени Москвы	Угличское вдхр	Рыбинское вдхр	Шекснинское вдхр	Вытегорское и Белоусовское вдхр	Онежское озеро
Элементы-гидролизаты							
Al (4)	40	$\frac{6 \div 18}{10}$	$\frac{13 \div 25}{17}$	$\frac{13 \div 42}{23}$	$\frac{34 \div 74}{55}$	$\frac{19 \div 19}{19}$	$\frac{12 \div 29}{18}$
Ti (4)	60	$\frac{0,5 \div 0,9}{0,7}$	$\frac{0,9 \div 1,5}{1,1}$	$\frac{1,0 \div 1,6}{1,4}$	$\frac{2,0 \div 3,5}{2,9}$	$\frac{1,1 \div 1,2}{1,1}$	$\frac{0,5 \div 0,9}{0,6}$
Щелочные и щелочноземельные элементы							
Sr (3)	400	$\frac{100 \div 178}{116}$	$\frac{89 \div 108}{99}$	$\frac{65 \div 78}{71}$	$\frac{34 \div 60}{52}$	$\frac{43 \div 47}{45}$	$\frac{16 \div 17}{16}$
Ba (4)	740	$\frac{41 \div 46}{44}$	$\frac{40 \div 43}{41}$	$\frac{19 \div 35}{27}$	$\frac{16 \div 18}{17}$	$\frac{29 \div 32}{30}$	$\frac{11 \div 12}{11}$
Rb (4)	100	$\frac{1,5 \div 2,4}{2,1}$	$\frac{1,5 \div 2,0}{1,7}$	$\frac{1,0 \div 1,6}{1,4}$	$\frac{0,8 \div 0,9}{0,9}$	$\frac{1,1 \div 1,7}{1,4}$	$\frac{1,1 \div 1,7}{1,3}$
Тяжелые металлы							
Pb (2)	6	$\frac{0,10 \div 0,31}{0,15}$	$\frac{0,10 \div 0,15}{0,12}$	$\frac{0,11 \div 0,26}{0,17}$	$\frac{0,29 \div 0,34}{0,31}$	$\frac{0,18 \div 0,44}{0,31}$	$\frac{0,08 \div 0,75}{0,30}$
Cd (2)	5	$\frac{0,01 \div 0,02}{0,02}$	$\frac{0,01 \div 0,02}{0,01}$	$\frac{0,01 \div 0,02}{0,01}$	$\frac{0,01 \div 0,02}{0,01}$	$\frac{0,04 \div 0,06}{0,05}$	$\frac{0,01 \div 0,13}{0,05}$
Zn (3)	10	$\frac{6,1 \div 15,7}{9,7}$	$\frac{6,0 \div 8,4}{6,9}$	$\frac{4,2 \div 18,7}{10,8}$	$\frac{7,8 \div 10,0}{9,2}$	$\frac{5,0 \div 17,4}{11,2}$	$\frac{3,4 \div 18,6}{9,0}$
Cu (3)	1	$\frac{1,9 \div 2,3}{2,1}$	$\frac{1,7 \div 2,2}{1,9}$	$\frac{0,9 \div 2,1}{1,4}$	$\frac{1,3 \div 2,0}{1,6}$	$\frac{1,6 \div 3,3}{2,4}$	$\frac{0,9 \div 5,1}{1,9}$
Ni (3)	10	$\frac{1,6 \div 2,1}{1,7}$	$\frac{1,6 \div 1,9}{1,8}$	$\frac{1,2 \div 1,6}{1,4}$	$\frac{1,1 \div 1,4}{1,2}$	$\frac{1,4 \div 3,3}{2,3}$	$\frac{0,6 \div 1,1}{0,8}$
Co (3)	10	$\frac{0,12 \div 0,18}{0,15}$	$\frac{0,15 \div 0,16}{0,15}$	$\frac{0,10 \div 0,13}{0,11}$	$\frac{0,08 \div 0,13}{0,11}$	$\frac{0,10 \div 0,15}{0,13}$	$\frac{0,02 \div 0,05}{0,03}$
Mn (4)	10	$\frac{2,9 \div 99,8}{9,7}$	$\frac{3,2 \div 16,1}{6,9}$	$\frac{3,0 \div 35,7}{20,9}$	$\frac{3,4 \div 42,5}{9,8}$	$\frac{5,2 \div 6,1}{5,6}$	$\frac{0,8 \div 4,2}{1,7}$
Fe (4)	100	<50	<50	$\frac{137 \div 225}{185}$	$\frac{201 \div 302}{260}$	$\frac{111 \div 159}{135}$	$\frac{51 \div 195}{72}$
Анионогенные элементы							
Mo (2)	1	$\frac{0,34 \div 0,43}{0,39}$	$\frac{0,30 \div 0,32}{0,31}$	$\frac{0,21 \div 0,25}{0,23}$	<0,2	$\frac{0,26 \div 0,29}{0,28}$	<0,2
As (3)	50	$\frac{1,01 \div 1,49}{1,19}$	$\frac{1,07 \div 1,17}{1,13}$	$\frac{0,59 \div 1,06}{0,77}$	$\frac{0,66 \div 0,77}{0,70}$	$\frac{0,77 \div 0,87}{0,82}$	$\frac{0,23 \div 0,33}{0,28}$
V (3)	1	$\frac{0,71 \div 1,00}{0,87}$	$\frac{0,71 \div 0,90}{0,82}$	$\frac{0,62 \div 0,70}{0,66}$	$\frac{0,74 \div 0,84}{0,80}$	$\frac{0,56 \div 0,66}{0,61}$	$\frac{0,08 \div 0,21}{0,11}$
Cr (3)	20	$\frac{0,34 \div 0,70}{0,56}$	$\frac{0,49 \div 0,64}{0,56}$	$\frac{0,46 \div 0,49}{0,47}$	$\frac{0,46 \div 0,55}{0,52}$	$\frac{0,54 \div 0,78}{0,66}$	$\frac{0,34 \div 0,63}{0,47}$

Примечания. Полужирным выделены значения, превышающие ПДК вредных веществ в водах водных объектов рыбохозяйственного значения [Приказ..., 2016]. Над чертой — разброс значений, под чертой — среднее.

повышенное относительно других объектов и ПДК содержание растворенных форм Al.

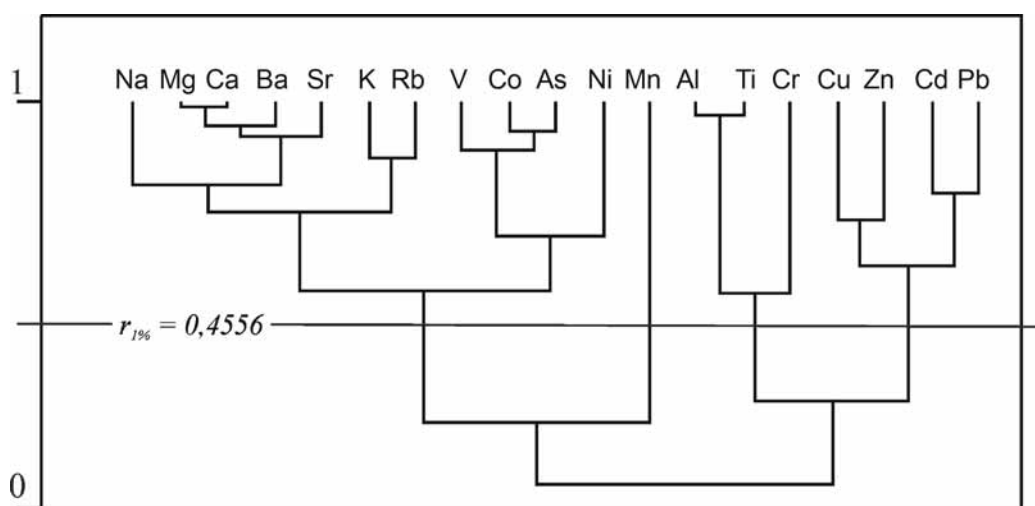
Содержание Zn превышает ПДК (до 2 раз) в единичных точках опробования, что может быть связано с локальными источниками загрязнения. Максимальные значения концентрации установлены в районе г. Череповец (точка 15).

В соответствии с особенностями поведения, подтверждаемыми результатами корреляционного анализа (рис. 3), среди исследуемых микроэлементов можно выделить группы: 1) щелочные

и щелочноземельные микроэлементы — Ba, Sr, Rb, поведение которых тесно связано с главными катионами в ионном составе воды; 2) элементы-гидролизаты — Al и Ti, индикаторные для выявления литогенной составляющей донных отложений водоемов и водотоков; 3) основные тяжелые металлы — Cu, Zn, Cd и Pb; 4) анионогенные элементы — As и V, поведение которых согласуется с миграцией элементов семейства железа — Co и Ni.

Содержание ряда микроэлементов в водах изученных объектов (за исключением Вытегорского и

Рис. 3. Дендрограмма корреляционных зависимостей микро- и макроэлементов в поверхностных водах ($n=31$, $f=29$, $r_{1\%}=0,4556$)



Белоусовского водохранилища) определяли и ранее. В связи с этим проведено сопоставление данных, полученных нами, с уже опубликованными.

В работе [Мосин, 2009] приведено содержание Cd, Cu, Pb и Zn в поверхностных водах канала имени Москвы в 2007–2008 гг. (в среднем 1, 19, 23 и 55 мкг/л соответственно), при этом никакая закономерность в пространственно-временной динамике изменения концентрации тяжелых металлов не выявлена. Наши оценки средних значений содержания указанных металлов в водах объекта значительно ниже (Cd 0,02; Cu 2,1; Pb 0,15; Zn 9,7 мкг/л), а именно в 5 раз для Zn, в 10 раз для Cu, в 50 раз для Cd, в 150 раз для Pb. Отметим, что приведенные в работе [Мосин, 2009] данные могут характеризовать общее содержание элемента (суммарно в растворенной и взвешенной формах); в этом случае наибольшие расхождения закономерно наблюдаются для свинца, основная форма миграции которого в поверхностных водах — взвешенная.

Широкий спектр микроэлементов (Al, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Cd, Ba, Pb) в воде Угличского водохранилища определен в 2012–2014 гг. сотрудниками ИБВВ РАН. Согласно данным работы [Гапеева, Законнов, 2016], уровни содержания общих растворенных форм металлов в воде Угличского водохранилища, за исключением Cu, Mn и Fe, не превышают санитарно-гигиенических норм в водоемах России. Рыбохозяйственные ПДК металлов в воде в отдельных точках опробования превышены для Al, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, но превышение средних значений наблюдается только для Mn (12,7 мкг/л), Fe (345 мкг/л), Cu (22 мкг/л) и Zn (20 мкг/л). Сравнение результатов, опубликованных в [Гапеева, Законнов, 2016], с данными, полученными при выполнении аналитических исследований в 2018 г., показало, что содержание Al, Co, Cd, Ba находится на том же уровне, концентрация растворенных форм Mn, Ni и Zn снизилась примерно в 2–3 раза, Pb, Cr, Fe и Cu — в 5–10 раз.

В конце 1980-х гг. появилась первая информация о содержании растворенных форм Cu

(4–8 мкг/л), Zn (16–70 мкг/л) и Pb (3–4 мкг/л) в водах Рыбинского водохранилища [Гапеева, 1993]. В 2009–2010 гг. превышение ПДК вредных веществ в водах водных объектов рыбохозяйственного значения наблюдалось по Cu, Mn, Fe и Zn [Григорьева и др., 2011]. По полученным аналитическим данным за 2018 г. содержание этих же четырех элементов в водах Рыбинского водохранилища также превышает ПДК.

В работе [Современное..., 2002] на основании многолетних наблюдений (1994–2000 гг.) приведено содержание Fe, Mn, Zn, Cu, Pb, Cd в воде Шекснинского водохранилища. И ранее, и в настоящее время содержание растворенных форм Pb и Cd не превышает ПДК вредных веществ в водах водных объектов рыбохозяйственного значения. Концентрация Fe преимущественно составляла 200–320 мкг/л (в среднем 270 мкг/л), Mn — 5–41 мкг/л (в среднем 14 мкг/л), Zn — 5–19 мкг/л (в среднем 9 мкг/л), т.е. находилась на том же уровне, что и сейчас. Лишь содержание Cu по результатам опробования летом 2018 г. снизилось в среднем в 4–6 раз по сравнению с периодом 1994–2000 гг., когда оно варьировало в диапазоне 1–13 мкг/л (в среднем 6 мкг/л).

Согласно данным [Сабылина и др., 2010], концентрация тяжелых металлов в воде Онежского озера изменялась в пределах (мкг/л): 1–15 для Zn, 1–5 для Cu, <1 для Pb и Ni, <0,1 для Cd. Максимальное содержание наблюдалось в вершинных частях губ, подверженных антропогенному воздействию. Полученные авторами данные по этим микроэлементам находятся в тех же диапазонах.

Заключение. Гидрохимические исследования водоемов и водотоков при движении от Москвы до Петрозаводска в летнюю межень 2018 г. показали, что на всем участке опробования воды относятся к гидрокарбонатному классу, кальциевой группе, второму типу. Воды околонеитральные, пресные до ультрапресных. На пути от Москвы до оз. Белое минерализация вод постепенно снижается от 240 до 110 мг/л, в Вытегре перед входом в Онежское озеро возрастает до 180 мг/л, непосредственно в

Онежском озере снижается до 45 мг/л. Проведенное сравнение с полученными ранее данными показало постоянство ионного состава вод водохранилищ в последние 40 лет.

В соответствии с особенностями поведения, подтвержденными результатами корреляционного анализа, среди исследуемых микроэлементов выделяется группа щелочных и щелочноземельных микроэлементов (Ba, Sr, Rb), поведение которых тесно связано с главными катионами в ионном составе воды, а также литофильных элементов-гидролизатов (Al, Ti), основных тяжелых металлов (Cu, Zn, Cd и Pb) и аниогенных элементов (As, V), сопряженных с элементами семейства железа

(Co, Ni). Содержание большинства изученных микроэлементов ниже ПДК вредных веществ в водах водных объектов рыбохозяйственного значения. Превышения выявлены преимущественно для Fe, Mn, Cu и Zn. Сравнение с литературными данными показало, что концентрация растворенных форм микроэлементов за годы исследований либо не изменилась по сравнению с 1990-ми гг., либо заметно снизилась.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 19-05-00519 «Развитие экспериментальных и теоретических основ количественной коллоидной геохимии континентальных вод»).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алекин О.А. Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеоздат, 1970. 413 с.

Волков Д.А. Качество вод Клязьминского водохранилища // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2011. № 4. С. 48–52.

Гапеева М.В. Биогеохимическое распределение тяжелых металлов в экосистеме Рыбинского водохранилища // Сб. науч. тр. ИБВВ имени И.Д. Папанина РАН. 1993. Вып. 67 (70). С. 42–49.

Гапеева М.В. Тяжелые металлы в воде и донных отложениях Рыбинского водохранилища // Вода: Химия и Экология. 2013. № 5. С. 3–7.

Гапеева М.В., Законнов В.В. Геохимическая характеристика экосистемы Угличского водохранилища // Сб. науч. тр. ИБВВ имени И.Д. Папанина РАН. 2016. Вып. 75 (78). С. 41–46.

Гапеева М.В., Законнов В.В., Ложкина Р.А. и др. Оценка загрязнения тяжелыми металлами малонаселенных территорий на примере Северо-Западного региона России // Экология человека. 2018. № 3. С. 4–9.

ГОСТ 31859-2012. Вода. Метод определения химического потребления кислорода. М.: Стандартинформ, 2014. 8 с.

Григорьева И.Л., Лупанова И.А., Нечаева Е.А., Романов С.Н. Пространственно-временная изменчивость показателей химического состава воды Угличского и Рыбинского водохранилищ // Современные проблемы водохранилищ и их водосборов: В 4 т. Т. 2. Химический состав и качество воды. Пермь, 2011. С. 41–46.

Дебольский В.К., Григорьева И.Л., Комиссаров А.Б. и др. Современная гидрохимическая характеристика р. Волги и ее водохранилищ // Вода: Химия и Экология. 2010. № 11. С. 2–12.

Золотова О.А., Скупинова Е.А. От Мариинки до Волго-Балта: эволюция гидротехнических сооружений. Вологда: Вологжанин, 2010.

Канал им. Москвы: 50 лет эксплуатации / Под ред. Л.С. Быкова, А.С. Матросова. М.: Стройиздат, 1987. 240 с.

Количественный анализ / Под ред. А.Ю. Золотова, М.: Мир, 1978. 558 с.

Мосин А.В. Современные проблемы качества воды в канале имени Москвы // Изв. Самарского НЦ РАН. 2009. Т. 11, № 1 (3). С. 320–323.

Онежское озеро. Атлас / Под ред. Н.Н. Филатова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2010. 151 с.

Официальный сайт Федерального агентства водных ресурсов. URL: <http://voda.mnr.gov.ru> (дата обращения: 10.07.2019).

Официальный сайт ФГБУ «Центррегионводхоз». URL: <http://fgwu.ru> (дата обращения: 12.08.2019).

Приказ Минсельхоза России от 13.12.2016 № 552 «Об утверждении нормативов качества воды водных объектов рыбохозяйственного значения, в том числе нормативов предельно допустимых концентраций вредных веществ в водах водных объектов рыбохозяйственного значения» (Зарегистрировано в Минюсте России 13.01.2017 № 45203). Электронный фонд правовой и нормативно-технической документации. URL: <http://docs.cntd.ru> (дата обращения: 22.06.2019).

Сабылина А.В., Лозовик П.А., Зобков М.Б. Химический состав воды Онежского озера и его притоков // Водные ресурсы. 2010. Т. 37, № 6. С. 717–729.

Современное состояние экосистемы Шекснинского водохранилища. Ярославль, 2002. 366 с.

Структура и функционирование экосистемы Рыбинского водохранилища в начале XXI века / Под ред. В.И. Лазарева. М.: РАН, 2018. 456 с.

Тимакова Т.М., Сабылина А.В., Полякова Т.Н. и др. Современное состояние экосистемы Онежского озера и тенденции ее изменения за последние десятилетия // Тр. КарНЦ РАН. 2011. № 4. С. 42–49.

Экологические проблемы Верхней Волги. Ярославль, 2001. 427 с.

Gaillardet Y., Viers Y., Dupre B. Trace elements in river water. Ch. 7.7 // Treatise on Geochemistry: Second ed. H.D. Holland., K.K. Turekian. Elsevier Ltd. 2014. Vol. 7. P. 195–235.

Поступила в редакцию 25.09.2019

Поступила с доработки 15.01.2020

Принята к публикации 12.10.2020

УДК 553.981.2: 550.832(031)

И.В. Шпуров¹, В.В. Черепанов², В.С. Афанасьев³**ВЫДЕЛЕНИЕ ИНТЕРВАЛОВ РАЗРЕЗА,
ПЕРСПЕКТИВНЫХ НА ПОИСКИ ГАЗА,
В ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ
СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ
(НА ПРИМЕРЕ МЕДВЕЖЬЕГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГАЗА)***ФБУ «Государственная комиссия по запасам полезных ископаемых»,
119180, Москва, ул. Большая Полянка, 54, стр. 1**ООО «Газпром недра» ПАО «Газпром», 117418, Москва, Новочерёмушкинская улица, 65**ООО «Геоинформационные технологии и системы», 119334, Москва, ул. Вавилова, 5, корп. 3**FBO «State Commission for Mineral Reserves», 119180, Moscow, Bolshaya Polyanka st., 54, bd 1**ООО «Gazprom nedra LLC» PJSC Gazprom, 117418, Moscow, Novocheryomushkinskaya st., 65**ООО «Geoinformation Technologies and Systems» LLC, 119334, Moscow, Vavilova st., 5, bd 3*

Приведены данные о методике оценки по геолого-геофизическим и промысловым данным промышленного потенциала сенонских отложений верхнего мела на Медвежьем месторождении. Описаны особенности газоносного комплекса пород, представленного глинистыми образованиями. Рассмотрены принципы оценки геологических свойств и газонасыщенности отложений по данным ГИС.

Ключевые слова: глинистые отложения, сенон, верхний мел, Западная Сибирь, газонасыщенность, подвижный газ.

Reserves estimation approach is discussed for the Upper Cretaceous Senonian deposits at Medvezhye gasified. The approach is based on geological, petrophysical characterization and production history of the field. Dominant clay formations that form the gas-bearing reservoir are described and characterized. Primary guidelines are defined to estimate geology and hydrocarbon saturation based on geophysical well logs.

Key words: shale deposits, Senonian, Upper Cretaceous, Western Siberia, gas saturation, mobile gas.

Введение. На месторождении Медвежье и других месторождениях в пределах Надым-Пур-Тазовского региона, содержащих крупные газовые и газоконденсатные залежи в верхнемеловых сенонских отложениях, обнаружены значительные по объему скопления газа в вышезалегающих глинистых отложениях [Черепанов и др., 2015]. Эта толща получила название сенонский газоносный комплекс пород (сокращенно сенон). Она имеет толщину около 120 м и стратиграфически в геологическом разрезе соответствует отложениям березовской свиты, выделенной в пределах коньякского, сантонского и низов кампанского ярусов верхнего мела. Березовская свита залегает на представленной глинами кузнецовской свите. Сверху отложения перекрыты глинистой толщей кампанского возраста. В интервале залегания березовской свиты на текущем этапе изучения выделены четыре раздела сенона: верхний НБ₀ и НБ₁, а также нижний НБ₂ и НБ₃.

Структурно-минералогическое строение пород и флюидальное насыщение порового пространства.

Геологический разрез отложений характеризуется уникальными свойствами [Родивилов и др., 2018]. Он сформирован терригенными, преимущественно глинистыми породами, представлен отдельными прослоями разной толщины, характеризующимися изменяющимся и относительно стабильным составом слагающих частиц микроскопического, малого и среднего размера. Широкий диапазон изменения размеров частиц привел к формированию в толще микропорового пространства сложной структуры.

На рис. 1 представлена обобщенная объемная модель пород сенона. Скелет пород сложен следующими минералами по степени убывания их содержания (%): кварц и его гомологи (56–66), монтмориллонит (25–29), слюды (4,3–5,7), Na-полевой шпат альбит (2,6–4,3), цеолит (1,5–3), каолинит (0,5–1,5), хлорит (0,2–0,7), ортоклаз (0,3–0,4), пирит (0,8–0,9). Карбонатный цемент занимает <0,1%.

Породы характеризуются мало изменяющейся по разрезу пористостью ($K_p \sim 30\%$), что соответствует региональной степени уплотнения

¹ Федеральное бюджетное учреждение «Государственная комиссия по запасам полезных ископаемых», Генеральный директор; e-mail: gkz@gkz-rt.ru

² ООО «Газпром недра» ПАО «Газпром», Генеральный директор; e-mail: office@nedra.gazprom.ru

³ ООО «Геоинформационные технологии и системы», заместитель генерального директора; e-mail: srw@gintel.ru, vit_0643@mail.ru

Скелет породы					Поровое пространство		
Частицы среднего размера	Частицы малого размера		Частицы микро размера		Связанная вода	Связанный газ	Подвижный газ
Минералы, слагающие частицы породы	Минералы	Пласты	Среднее, %			Критерий выделения продуктивного интервала	
			НБ ₀	НБ ₁	НБ ₂	Притока газа нет	
	Кварц		56.6	44.6	66.0	Связанная вода	
	ОКТ-фаза		0.1	21.7	0.1		
	Монтмориллонит		29.3	21.9	25.5	Связанный газ	
	Каолинит		1.5	1.6	0.5		
	Хлорит		0.7	0.9	0.2	Приток газа есть	
	Слюда		5.7	5.4	4.3		
	Альбит		4.3	2.8	2.6	Связанная вода	
	Ортоклаз		0.4	0.3	0.3		
	Пирит		0.8	0.7	0.9	Связанный газ	
	Кальцит+Доломит		0.10	0.09	0.09		
	Цеолит		1.5	1.3	3.0		
					Подвижный газ		
					Условие устойчивого притока газа при разработке:		
					Наличие подвижного газа в окружающей скважине		

Рис. 1. Обобщенная модель пород в разрезе сенона

глинистой толщи на глубине около 900 м и малой толщине отложений (<120 м). Они имеют очень низкую абсолютную проницаемость ($K_{пр}$), в основной части разреза она не превышает 0,1 мД ($0,1 \cdot 10^{-3}$ мкм²), на отдельных участках толщи доходит до 1 мД (10^{-3} мкм²). Абсолютная проницаемость пород существенно изменяется по разрезу и может служить критерием разделения толщи на отдельные прослои, характеризующиеся разными геологическими и продуктивными свойствами.

Глинистая толща, имеющая аномальное содержание монтмориллонита (20–30% массы скелета), который обладает максимальным поверхностным электрическим зарядом (эквивалентным 1 молю на литр поровой среды), характеризуется физическими свойствами, значительно отличающимися от типичных песчаных и алевритовых пород. Вследствие высокого электрического заряда внутренней поверхности пор и ультрамалых размеров их сечений в поровом пространстве возникло аномально высокое содержание электрически и капиллярно связанной воды ($K_{в.св}$), объем которой достигает более половины порового пространства породы. Связанная вода заполняет пристеночную часть пор, формируя пространство фильтрующих каналов в их центральных частях со значительно уменьшенными радиусами по сравнению с радиусами самих пор структурного каркаса породы. Такая особенность привела к дополнительной значительной сложности и неоднородности строения фильтрующей поровой среды.

Малые размеры сечений фильтрующих поровых каналов обеспечили возникновение значительных во величине капиллярных сил в процессе насыщения толщи газом. Фактически произошло лавинное всасывание газа во все пространства

фильтрующих каналов. В результате отложения сенона в текущем их состоянии представляют собой предельно газонасыщенный разрез, в поровом пространстве которого содержатся только связанная вода и газ: $K_{газ} + K_{в.св} = 1$.

Связанная вода включает часть рыхло связанной воды, которая при вскрытии разреза в скважине и снижении давления в прискважинной зоне пласта может становиться подвижной и извлекаться из порового пространства при испытаниях и при разработке.

Газ, содержащийся в порах, имеет два состояния: связанный ($K_{газ.св}$) и подвижный ($K_{газ.п}$): $K_{газ} = K_{газ.св} + K_{газ.п}$. Наличие двух составляющих газа теоретически объясняется разной степенью структурной поляризации смеси молекул воды и газа («водогазовой смеси», для краткости изложения названной поляризованным газом), состоящей из рыхло связанной воды и газа (вплоть до образования форм типа газогидратов). Смесь, сформирована в порах ультрамалого размера в не занятом связанной водой пространстве и находится в высоком электрическом поле поровых каналов, с одной стороны, при низкой температуре пород в разрезе, при которой процесс поляризации молекул протекает с существенной интенсивностью — с другой [Кобранова, 1986]. В поровой среде с микроскопическими радиусами каналов присутствует только связанный газ в форме поляризованных водогазовых структур. В порах с большими размерами сечений каналов, кроме поляризованного газа, присутствует сухой подвижный (неполяризованный) газ, который можно извлекать при разработке.

На основе изложенного выше признак выделения в толще сенона продуктивных интервалов —

обнаружение в порах подвижного газа. Суммарную толщину таких интервалов в скважине можно рассматривать как эффективную толщину $h_{эф}$.

Проведенные испытания толщи сенона в скважинах показали, что полученные в начальной стадии испытаний высокие дебиты газа через небольшое время начинают резко уменьшаться. Такое явление может свидетельствовать о том, что геологическая среда вокруг скважины имеет существенную неоднородность по содержанию подвижного газа, что не позволяет в течение длительного периода поддерживать добычные характеристики разреза. Таким образом, содержание в объеме пласта геологических тел с подвижным газом определяет перспективы устойчивой добычи газа. Следовательно, локализация таких газовых резервуаров — цель геологического моделирования отложений сенона. Следует также отметить, что применение понятия «коллектор» в сложившемся представлении о традиционных терригенных коллекторах для отложений типа сенона неприемлемо.

Изложенные особенности геологического строения и газоносности толщи сенона определяют принципы выделения в этих отложениях потенциально продуктивных интервалов. При решении этой задачи необходимо:

- во всех скважинах выявить интервалы разреза с подвижным газом и оценить эффективную толщину $h_{эф}$ как сумму длин этих интервалов;
- в толще в целом локализовать зоны распространения подвижного газа, являющиеся, по сути, основным объемом извлекаемых запасов.

На территории Медвежьего месторождения такую информацию можно получить на основе переинтерпретации данных ГИС для всего фонда скважин и выполнения геологического моделирования пространственного распределения объемов подвижного газа.

Изложенное показывает, что сенонский газоносный комплекс пород — новый тип продуктивных отложений на территории Западной Сибири, поэтому необходимо обосновать новые методы обработки и интерпретации первичной геолого-геофизической информации, геологического моделирования и создания системы эффективной разработки залежи газа на различных участках месторождения. Формальный перенос методологий, разработанных ранее для других типов геологических разрезов, проблематичен.

Цели и пути развития геологоразведочных работ в отложениях сенона. В настоящее время стоит задача оценки промышленного потенциала добычи газа из толщи сенона на Медвежьем месторождении, выбранном в качестве полигона — первоочередного объекта оценки газового потенциала всего севера Западной Сибири. Цель — выявление в отложениях скоплений подвижного газа, оценка объема его запасов и определение структуры пространственного распределения газа в толще, что

будет гарантировать рентабельность геолого-технических мероприятий по дальнейшему освоению месторождения. Необходимо также детальное обоснование целесообразности проведения дополнительных геологоразведочных работ.

Решение перечисленных задач на первом этапе может быть реализовано на основе использования уже имеющегося массового геолого-геофизического материала по скважинам Медвежьего месторождения. Подчеркнем, что на этом месторождении в пределах залегания отложений сенона геофизические исследования (ГИС) в скважинах обычно выполнялись как проходные при изучении более глубоко залегающих продуктивных отложений. Регистрируемый в этих скважинах комплекс данных ГИС включал стандартную электрометрию (стандартный градиент-зонд и потенциал-зонд) и радиоактивный каротаж методами ГК и НГК. Фонд таких скважин на Медвежьем месторождении составляет около 370 единиц. В 5 скважинах, пробуренных в последние годы на разных участках месторождения, в интервале залегания сенона зарегистрирован расширенный комплекс ГИС. Из этих скважин отобран керн и выполнены его петрофизические исследования, осуществлены испытания до и после проведения гидравлического разрыва пластов (ГРП) в горизонтальных участках стволов скважин. Полученные данные позволили получить геологическую информацию о строении и свойствах сенонского комплекса пород.

Для установления пространственного изменения содержания подвижного газа в толще сенона необходимо:

- выполнить углубленную переинтерпретацию данных ГИС по всем скважинам, выделить в разрезах этих скважин интервалы, содержащие подвижный газ, оценить его долю в поровом пространстве;
- осуществить геологическое моделирование с локализацией в толще сенона тел, содержащих подвижный газ;
- осуществить геомеханическое моделирование с оценкой действия боковых напряжений, контролирующего газонасыщение и дренирование газа в отложениях.

Методика интерпретации данных ГИС, независимо от используемого сокращенного или более полного комплекса методов каротажа, должна обеспечить определение следующих параметров пород в разрезе скважины:

- структурно-минералогическое строение пород;
- коэффициент пористости K_p ;
- флюидальное насыщение порового пространства (доля связанной воды $K_{в.св}$, коэффициенты общей и подвижной газонасыщенности $K_{газ}$ и $K_{газ.п}$ соответственно);
- геомеханические свойства пород (модули Юнга, сдвига, а также коэффициенты сжимаемости и Пуассона);

— скоростные характеристики пород (скорость пробега продольной и поперечной акустической волн, импеданс, вертикальный годограф, синтетическая сейсмотрасса);

— давление (горное, гидростатическое, пластовое, боковое напряжение, давление гидроразрыва).

Методика восстановления геологических свойств и газонасыщения сенонского комплекса пород. Для реализации задач комплексного изучения промышленного потенциала сенона разработана методика, получившая название СенонГаз. При ее создании были приняты во внимание следующие факторы. Геологический разрез представлен породами с аномально малой проницаемостью. В этих условиях при бурении скважин отсутствует проникновение фильтрата промывочной жидкости в прискважинную зону пород. Как следствие, показания всех методов ГИС отражают свойства пород, в которых флюидальное насыщение порового пространства остается истинным природным. Вследствие этого показания электрических зондов разного размера, характеризующихся различной глубиной исследований, совпадают, и любой из зондов можно использовать для определения удельного электрического сопротивления (УЭС) пород.

Газонасыщенные породы характеризуются повышенными величинами УЭС. Это демонстрируется на графике сопоставления $УЭС = f(K_p)$, построенном для скважины 5С (рис. 2). На график нанесены точки по прослоям, указанным на поле графика.

Наличие подвижного газа в порах при отсутствии зоны проникновения в отложения сенона в области измерения зондами аппаратуры физических свойств пород приводит к существенному, но различному по величине влиянию подвижного газа на показания данных, полученных методами АК, НК, ГГК соответственно. Учет этого фактора при обработке данных в комплексе с электрометрией, которая обеспечивает определение общей газонасыщенности пород $K_{газ}$, позволяет, с одной стороны, достоверно оценить значения коэффициента пористости K_p пород, а с другой — выделить в разрезе интервалы залегания пород, в поровой среде которых содержится подвижный газ, и оценить его объемное содержание $K_{газ.п.}$.

На рис. 3 показано сопоставление показаний, полученных методами АК, ГГК, и водородосодержания по НГК ($W_{нк}$, $\omega_{нк}$), а также значений коэффициента пористости $K_{п.кern}$, определенного по керну по скважинам со сплошным выносом керна, полученного в разрезе сенона и в нижнемеловых отложениях Уренгойского месторождения. На графиках для сенона черная стрелка демонстрирует изменение показаний, полученных методами ГИС, при увеличении коэффициента общей газонасыщенности.

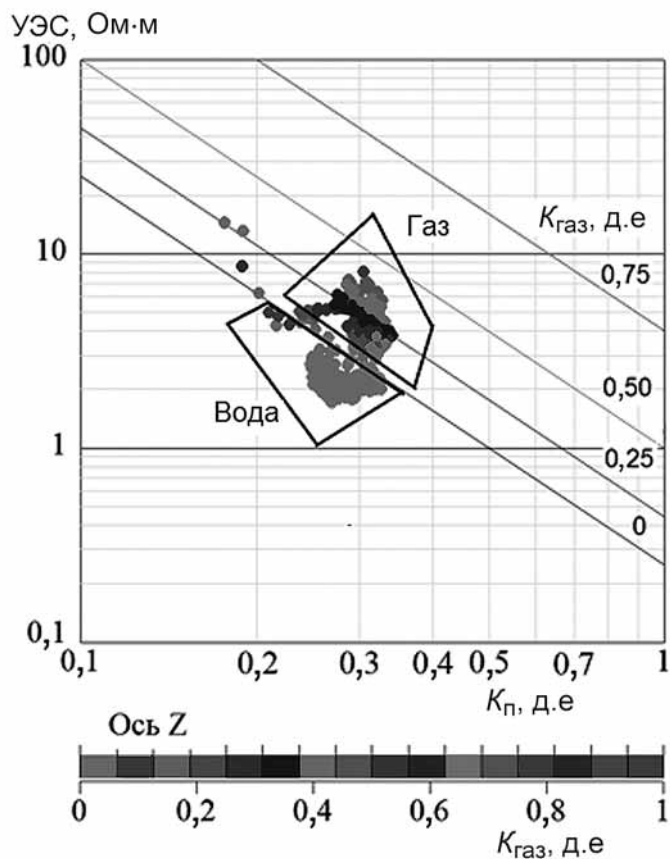


Рис. 2. График, иллюстрирующий закономерное повышение УЭС пород при их насыщении газом

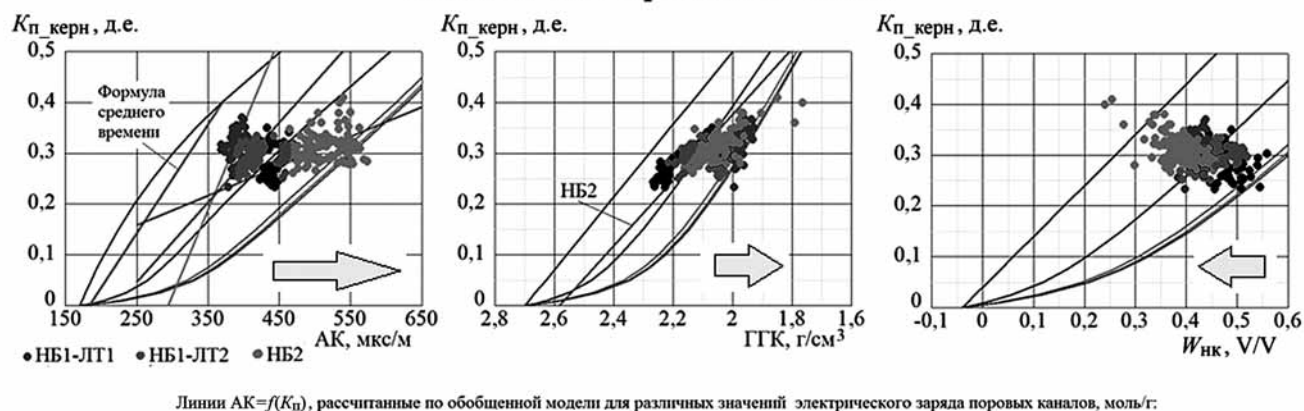
На графиках для нижнемеловых отложений Уренгойского месторождения черным выделены песчаники и алевролиты, серым — глины. На графиках четко видно, что глины представлены в разрезе преимущественно гидрослюдами — ограничивающая глины линия $K_p=f$, метод ГИС) соответствует емкости катионного обмена частиц хлоритов и гидрослюд (0,3 моль/г). Влияние газа отсутствует, поэтому точки отражают только неоднородность структурно-минералогического строения пород.

На графиках для разреза сенона точки отражают влияние газонасыщения на показания методов ГИС. Как видно на рис. 3, показания метода АК возрастают при наличии подвижного газа в порах. Влияние подвижного газа на показания НГК (водородосодержание $W_{нк}$) и ГГК также значительно.

Таким образом, при наличии в комплексе данных ГИС любого метода (АК, ГГК или НГК) определения пористости можно выделить подвижный газ на основе расчета количественной оценки его влияния на показания этого метода. При обработке сокращенного комплекса ГИС для этих целей используется кривая НГК.

Методика СенонГаз реализует вычислительный процесс комплексной обработки кривых УЭС, ГК, одного или нескольких методов пористости (НГК, АК и/или ГГК) и позволяет определить все

Медвежье месторождение. Сенон



Уренгой. Нижнемеловые отложения

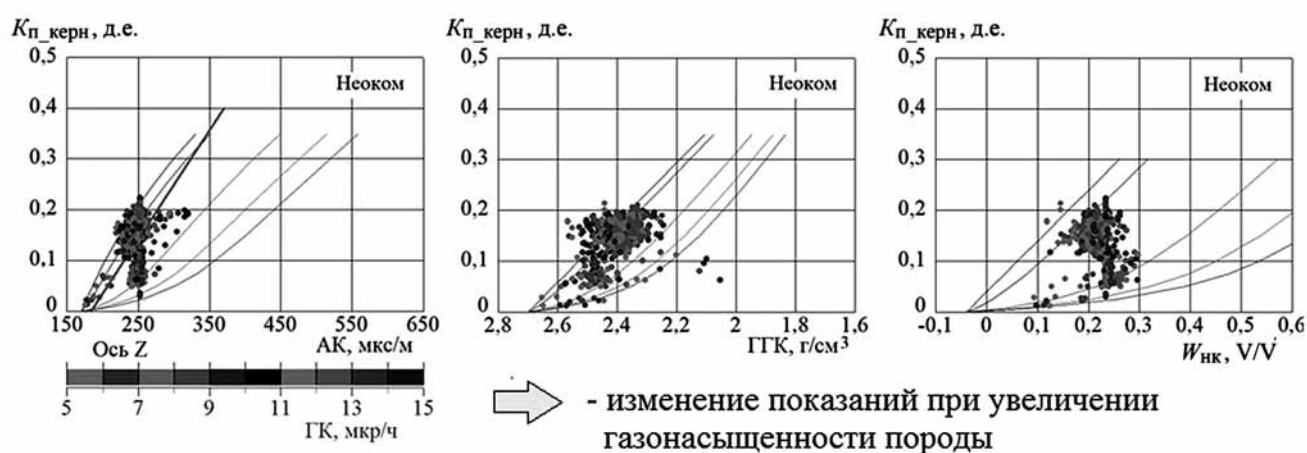


Рис. 3. Сопоставление данных, полученных методами АК, ГТК и НК и коэффициента пористости, определенной по керну

искомые параметры, описанные выше. При расчетах применяется система обобщенных петрофизических моделей, которые описывают физические свойства пород, имеющих аномальное содержание глин [Афанасьев и др., 2003; Афанасьев и др., 2013]. Исследования показали применимость этих моделей для оценки физических и геологических свойств пород сенона.

Методика обеспечивает определение содержания в скелете пород частиц трех размерных фракций — средних, малых и микроскопических. По данным определения фракционного состава с использованием данных о минеральном составе пород сенона, установленных при исследовании керна, для каждого уровня глубины вдоль ствола скважины рассчитывается состав слагающих породы минералов. Средние величины содержания кварца и монтмориллонита, а также других минералов в интервале сенона в разрезе скважины в обоснованном на коллекции керна диапазоне изменения служит подтверждением достоверности выполненной обработки данных ГИС по методике СенонГаз в целом.

По данным структурно-минералогического состава пород рассчитывается коэффициент Пуас-

сона. Затем по комплексу ГИС с использованием этого параметра вычисляются геомеханические и акустические свойства пород. Обработка данных ГИС выполняется в системе Gintel [Афанасьев и др., 2005].

Примеры применения методики и анализ результатов. На рис. 4–6 показаны примеры обработки данных ГИС по методике СенонГаз. На этих рисунках на полях планшетов, изображенных слева от поля глубины, представлены стратиграфическая разбивка разреза, исходные показания методов ГИС, а также приведены данные результатов испытаний — показаны интервалы вскрытия разреза и полученные дебиты (при отсутствии притока изображены только интервалы перфорации). На рис. 6, демонстрирующем обработку сокращенного комплекса данных ГИС по фоновой скважине 60, испытания сенона не выполнялись. На рис. 4 для скважины 2С на поле 5 планшета приведена кривая измеренных в скважине суммарных газопоказаний. На всех планшетах справа от поля глубины изображены поля с результатами, полученными по методике СенонГаз. На поле планшета « $K_{\text{газ подв.}}$ » показаны интервалы эффективных толщин, выделенные в

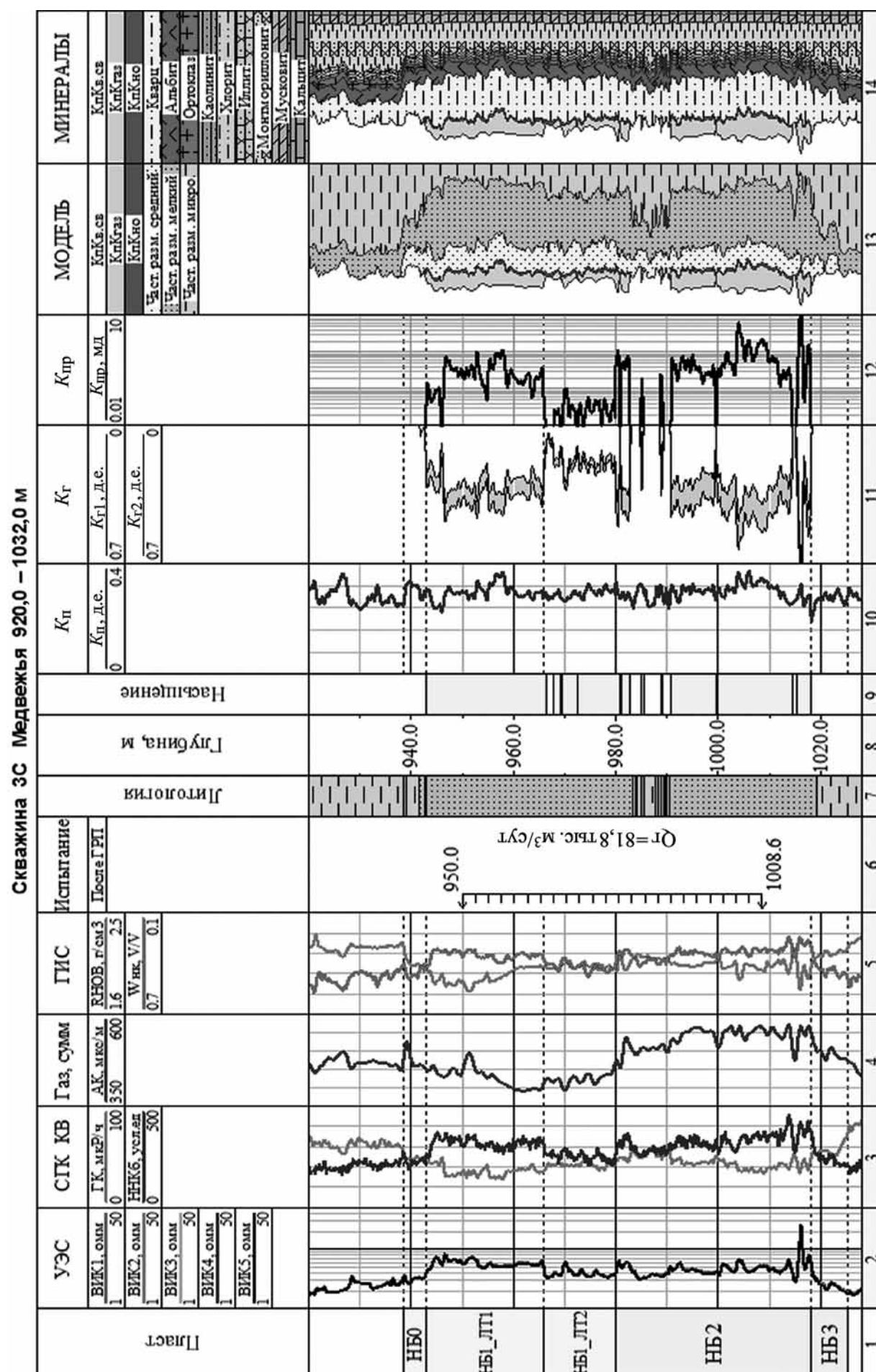


Рис. 5. Результаты данных ГИС в скважине при высоком дебите газа по данным испытаний

Скважина 60 Медвежья 950,0 – 1060,0 м

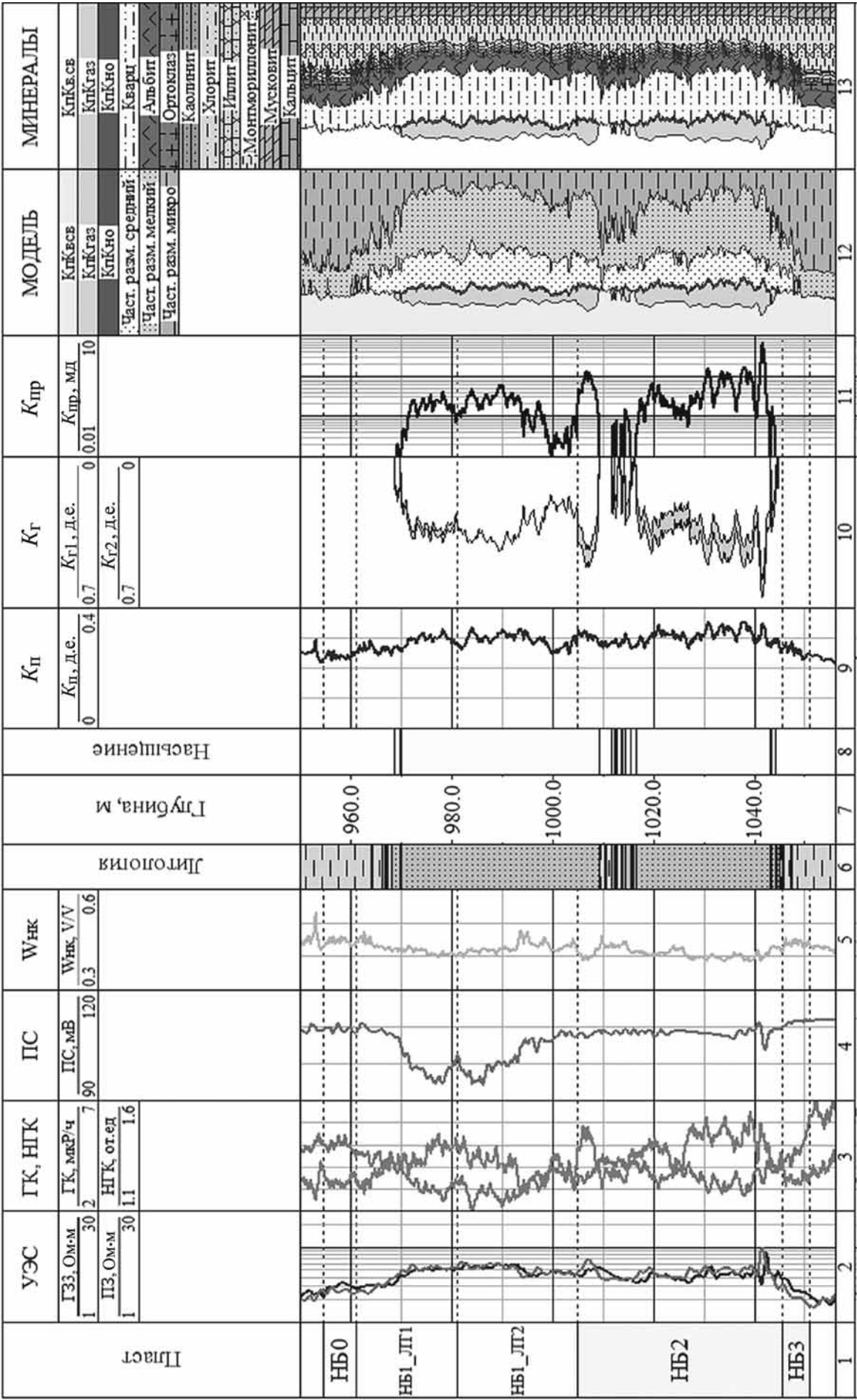


Рис. 6. Результаты интерпретации данных сокращенного комплекса ГИС

разрезе скважины по значимому расхождению показаний кривых $Kr1$ и $Kr2$. Кривая $Kr1$ определяет общую газонасыщенность слоя породы $K_{газ}$, кривая $Kr2$ представляет долю содержащегося в слое связанного газа $K_{газ,св}$. Залитое серым цветом пространство между этими кривыми показывает наличие в поровой среде подвижного газа, доля которого оценивается как $K_{газ,п} = Kr1 - Kr2$. Доля связанной воды в разрезе определяется по формуле: $K_{в,св} = 1 - Kr1$. Кривые $K_{в,св}$, $Kr1$ и $Kr2$ определяют начальное флюидальное насыщение порового пространства и состояние газонасыщения пород.

На поле планшета « K_p » изображена рассчитанная кривая пористости пород K_p . Эта кривая демонстрирует невысокое по диапазону изменение пористости, а следовательно, слабо отражает структурную неоднородность глинистых образований в разрезе сенона. В противоположность этому кривая абсолютной проницаемости K_{gh} , изображенная на поле планшета « $K_{пр}$ », показывает существенную дифференцированность и значительную фильтрационную изменчивость пород. Интервалы разреза, содержащие подвижный газ, характеризуются увеличенными величинами абсолютной проницаемости.

На поле планшета «МОДЕЛЬ» показана структурная модель породы, отражающая содержание в скелете частиц среднего, малого и микроскопического размера. Объем пор разделен на части в соответствии с флюидальным насыщением пор.

Как видно на рис. 4–6, практически все поровое пространство разреза заполнено связанной водой и газом (связанным, а в отдельных интервалах подвижным). В поровой среде содержится небольшая доля связанных углеводородов (окисленных битумов). На поле планшета «МИНЕРАЛЫ» изображена минералогическая модель скелета породы в разрезе, а также модель флюидального насыщения порового пространства.

Модели пород, а также кривая абсолютной проницаемости отражают геологическую неоднородность пород в разрезе. Они позволяют корректно определить границы залегания в разрезе пород сенона, дифференцировать разрез скважины на интервалы, в пределах которых породы сохраняют относительно однородное структурно-минералогическое строение, флюидальное насыщение и фильтрационные свойства.

Как видно на рис. 4, в разрезе сенона определены два интервала малой толщины, содержащие подвижный газ. Эти интервалы характеризуются высокими измеренными в скважине газопоказаниями, непосредственно свидетельствующими о наличии в них подвижного газа, который был извлечен при испытаниях. Малая эффективная толщина слоя с подвижным газом согласуется с маленьким дебитом, полученным из скважины.

На рис. 5 приведены результаты интерпретации данных ГИС для скважины 3С, в которой после проведения ГРП при испытаниях был получен относительно высокий дебит газа. По расчетам в разрезе сенона определена высокая величина эффективной пористости, соответствующая наличию в разрезе подвижного газа.

Особенность физических свойств глинистых газонасыщенных отложений сенона заключается в том, что в процессе эксплуатации залежей газа в поровой среде будет нарушаться сложившееся природное электрически нейтральное равновесие поляризации компонентов флюидов в электрическом поле высокой напряженности, природа которого обусловлена высоким содержанием глин, выстилающих поры породы, с преобладанием в их составе монтмориллонита. При этом флюидальное насыщение пород будет изменяться вследствие колебаний соотношения объемов связанного и подвижного газа, а также появления в притоке подвижной (бывшей рыхло связанной) воды. Теоретически можно предположить, что такое изменение флюидального насыщения может привести к росту доли подвижного газа в получаемом притоке за счет перехода связанного газа в подвижное состояние. Для установления реальных эффектов необходимо проведение специальных экспериментальных исследований.

На рис. 7 показан планшет с рассчитанными кривыми геомеханических свойств пород в разрезе сенона. На нем изображены кривые значений коэффициента Пуассона, модулей Юнга и сдвига, а также кривая величин коэффициента сжимаемости пород. Все рассчитанные параметры отражают существенную неоднородность пород в разрезе сенона по механическим свойствам.

Заключение. Методика СенонГаз обеспечивает реализацию унифицированного методологического подхода к оценке геологических свойств и газонасыщенности пород в разрезе сенона Медвежьего месторождения.

Данные, полученные по всей совокупности скважин, дают возможность провести геологическое моделирование толщи и по полученной модели установить закономерности насыщения отложений подвижным газом, выделить в толще газонасыщенные тела, рассчитать геологические и извлекаемые запасы, оценить структуру запасов.

Это позволит получить объективные оценки промышленного потенциала сенона, а на этой основе снизить риски при эксплуатации сенонского газового комплекса на Медвежьем месторождении.

Описанные работы на Медвежьем месторождении можно также рассматривать как промышленный эксперимент, на основе которого может быть оценен фактический потенциал добычи газа из отложений березовской свиты в пределах всего Надым-Пур-Тазовского региона, а также всего севера Западной Сибири.

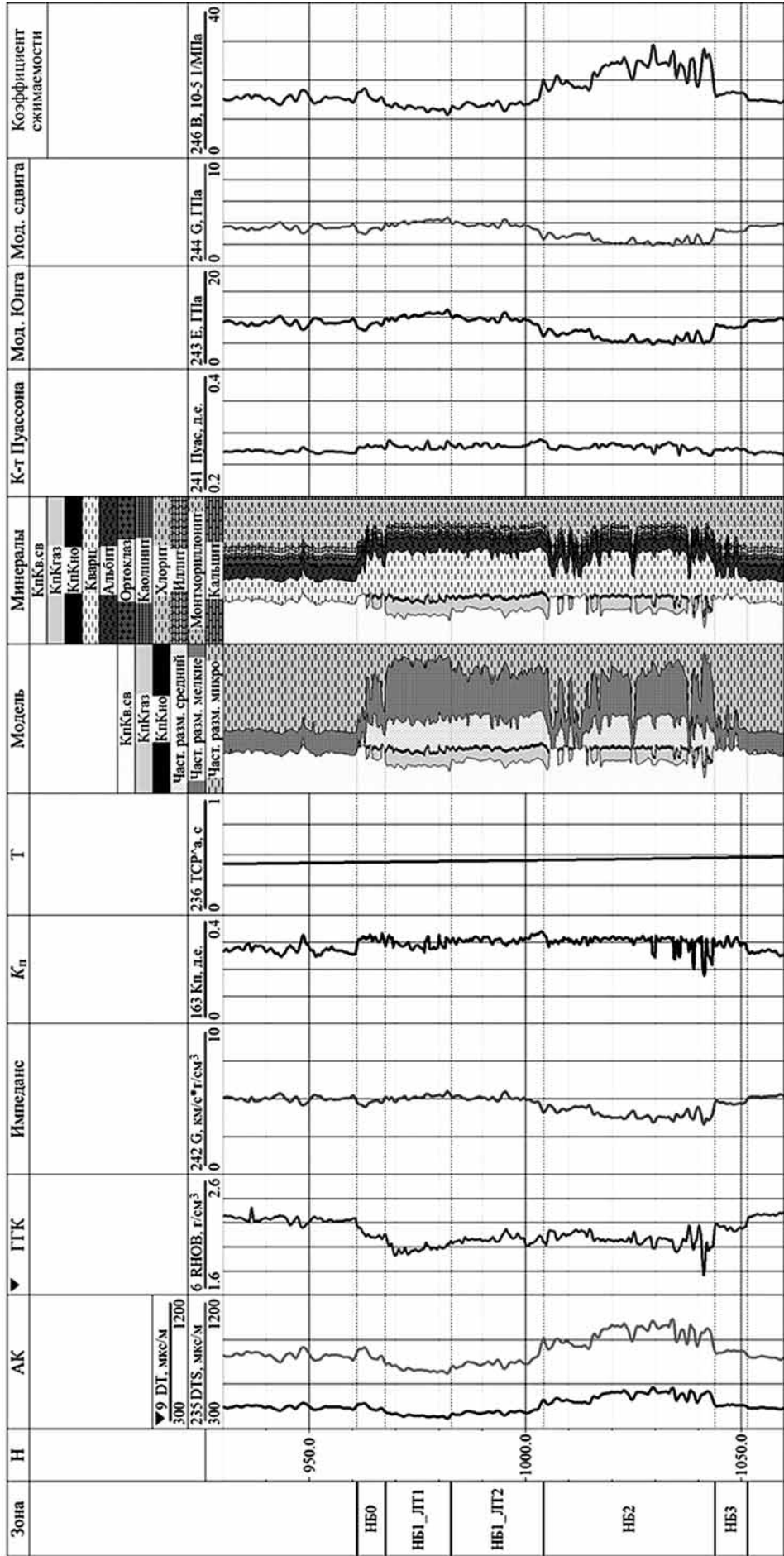


Рис. 7. Результаты расчета геомеханических свойств пород

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Афанасьев В.С., Афанасьев А.В., Афанасьев С.В. Адсорбционная активность пористого пространства терригенной горной породы // НТВ «Каротажник». 2013. № 11 (233). С. 57–96.

Афанасьев В.С., Афанасьев С.В., Афанасьев А.В. Способ определения геологических свойств терригенной породы в околоскважинном пространстве по данным геофизических исследований разрезов скважин. Патент РФ № 2219337, 2003.

Афанасьев В.С., Афанасьев А.В., Афанасьев С.В. Система автоматизированной визуальной интерпретации результатов геофизических исследований скважин («Gintel») // Свидетельство о гос. регистрации программы для ЭВМ. 2005. № 2005610863.

Кобранова В.Н. Петрофизика: Учебник для вузов. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1986. 392 с.

Родивилов Д.Б., Кокарев П.Н., Мамяшев В.Г. Газонасыщенность нетрадиционного коллектора ниже-

березовской подсвиты севера Западной-Сибири и ее связь с минеральным составом и структурой пустотного пространства // Экспозиция «Нефть-Газ». 2018. №3 (63). С. 26–31.

Черепанов В.В. Проблемы оценки нефтегазоперспективности отложений нижеберезовской подсвиты севера Западной Сибири // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2015. № 2. С. 11–26.

Черепанов В.В., Пятницкий Ю.И., Хабибуллин Д.Я. и др. Перспективы наращивания ресурсной базы газовых месторождений на поздней стадии разработки путем изучения промышленного потенциала нетрадиционных коллекторов надсеноманских отложений // Трудноизвлекаемые и нетрадиционные запасы углеводородов: опыт и прогнозы: Мат-лы Междунар. науч.-практ. конф. Казань: Изд-во ФЭН, 2014. С. 104–110.

Поступила в редакцию 12.05.2020

Поступила с доработки 30.06.2020

Принята к публикации 12.10.2020

УДК 553.982.23.05

Н.М. Кутукова¹, В.Л. Шустер²**СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ НЕОДНОРОДНОГО СТРОЕНИЯ СЛОЖНОПОСТРОЕННЫХ КАРБОНАТНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ И ЭРОЗИОННЫХ ВЫСТУПОВ ФУНДАМЕНТА***ПАО «НК «Роснефть», 117997, Москва, Софийская набережная, 26/1**ФГБУН «Институт проблем нефти и газа Российской академии наук» (ИПНГ РАН), 119333, Москва, ул. Губкина, д. 3**Rosneft, 117997, Moscow, Sofijskaya emb., 26/1**Federal State Budgetary Institution of Science Institute of Oil and Gas Problems of the RAS (IPGG RAS), 119333, Moscow, ul. Gubkina, d. 3*

На примере сложнопостроенных залежей Юрубчено-Тохомского месторождения и залежей в породах фундамента на месторождениях Западной Сибири и Вьетнама показано применение современных методов изучения строения комбинированных ловушек, а также методы определения концептуальной геологической модели пород-коллекторов. Создание концептуальной геологической модели необходимо для успешной локализации залежей нефти и газа, выявления перспективных зон в сложнопостроенных нетрадиционных ловушках.

Ключевые слова: рифейские отложения, сложнопостроенные залежи, фундамент, трещиноватость.

The paper shows the application of modern methods for studying the structure of combined oil-traps. Methods for determining the conceptual geological model of reservoir rocks are described. The examples of the complex-constructed deposits of the Yurubcheno-Tokhomskoye oilfield (Eastern Siberia) and the deposits in the basement rocks in the fields of Western Siberia and Vietnam are considered in the paper. The creation of a conceptual geological model is also necessary for the successful localization of oil and gas deposits and the identification of promising zones in complex non-traditional traps.

Key words: Riphean deposits, complex traps, basement, fracturing.

Введение В последние годы все большее значение приобретают открытия месторождений нефти и газа в монолитных плотных карбонатных, магматических и метаморфических породах. В них сосредоточены значительные ресурсы и запасы углеводородов (УВ).

Известно, что резервуары, содержащие скопления нефти (газа) в карбонатных отложениях и в выступах фундамента, имеют сложное, неоднородное строение и по составу, и по типам экранирования, и по фильтрационно-емкостным свойствам (ФЕС) пород, и как следствие по продуктивности на разных участках залежи. Если в случае разломно-блокового строения залежи углеводородов, разные абсолютные значения водонефтяного контакта (ВНК) и другие геолого-промысловые характеристики можно объяснить тем, что блоки — самостоятельные ловушки, сформировавшиеся в различных геологических условиях, то в случае отсутствия выявленных экранов в залежи УВ существуют другие факторы, объясняющие различие фильтрационно-емкостных свойств и продуктивности разных зон залежи. Как правило, выделение таких зон не фиксируется стандартными геолого-геофизическими методами и технологиями, поэтому необходимо применение

новых современных методов изучения таких сложнопостроенных коллекторов. Предпринята попытка на примере сложнопостроенных залежей Юрубчено-Тохомского месторождения и залежей в породах фундамента на месторождениях Западной Сибири и Вьетнама рассмотреть современные технологии, методы и приемы, позволяющие подойти к решению проблемы картирования зон улучшенных ФЕС, провести их обобщение.

Материалы и методы исследования. В основу исследований неоднородного строения сложнопостроенных карбонатных резервуаров положены фактические материалы о залежах нефти Юрубчено-Тохомского месторождения: результаты детального изучения керна в объеме 7900 м, анализ материалов ГИС по 84 скважинам и результаты площадной сейсморазведки МОВ ОГТ 3D в объеме 3040 км².

Керн исследовался с помощью оптических методов (микроскопии, растрово-электронной микроскопии) и рентгеновской томографии для определения типов эффективного пустотного пространства и морфологических параметров. Комплексно использованы результаты изучения керна, интерпретации данных ГИС и материалов сейсморазведки.

¹ ПАО «НК «Роснефть», Департамент разработки месторождений, гл. специалист; e-mail: n_kutukova@rosneft.ru

² Институт проблем нефти и газа РАН, гл. науч. с., докт геол.-минер. н.; e-mail: tshuster@mail.ru

Изучение рифейских карбонатных отложений Восточной Сибири (Юрубчено-Тохомского месторождения) проведено по разработанной автором научно-методической программе, представленной в таблице. Программа может быть реализована и на других месторождениях, представленных карбонатными отложениями.

При изучении неоднородного строения фундамента исследован фактический и опубликованный материал по нефтяным месторождениям фундамента Западной Сибири (Шаимский свод, Краснотенинский свод) и Вьетнама (месторождения Белый Тигр, Дайхунг).

Помимо детального изучения керна для построения концептуальных моделей привлекаются данные сейсморазведки МОГТ-3D, в том числе специальная обработка. Так, выявление неоднородности строения фундамента осуществлялось с применением современной технологии сейсморазведки МОГТ 3D, которая позволяет по результативному параметру — энергии рассеянных волн — прогнозировать в толще фундамента зоны и участки повышенной трещиноватости до этапа бурения скважин [Курьшева, 2005; Курьянов и др., 2008; Левянт и др., 2003; Цимбалюк и др., 2010]. Рассеянные волны представляют собой отклик от скоплений множества неоднородностей, какими являются трещины и каверны, заполненные газом или флюидом, на падающий фронт упругой волны. Главная особенность рассеянных волн — их низкая интенсивность относительно

других типов волн, регистрируемых при проведении сейсморазведки. Считается, что параметру рассеянных волн эквивалентны по смыслу термины «интенсивность трещиноватости» или «индекс трещиноватости».

Результаты исследований и их обсуждение.

Юрубчено-Тохомское нефтегазоконденсатное месторождение расположено на Камовском своде Байкитской антеклизы в Восточной Сибири. Основные запасы нефти приурочены к отложениям рифейского возраста. Кровля рифейского пласта — эрозионная поверхность, формировавшаяся в результате предвендского размыва пород на протяжении миллионов лет [Вараксина, Хабаров, 2003; Вотинцев, 1992; Конторович, 1988]. Она разделяет между собой отложения архейско-протерозойского и вендско-кембрийского возраста и является границей углового несогласия. Существуют основания полагать, что морфология эрозионной поверхности несет в себе информацию о вторичных преобразованиях, повлиявших на фильтрационно-емкостные характеристики рифейских пород-коллекторов.

В ходе многолетних исследований и обобщения геолого-геофизического материала удалось впервые определить концептуальную модель рифейских пород-коллекторов. Основную емкость рифейского резервуара сформировали кавернозные интервалы разреза (субгоризонтальные щелевидные пустоты), а путями фильтрации флюида служат вертикальные или субвертикальные трещины. Установлено, что на долю трещинной

Научно-методическая программа изучения рифейских карбонатных отложений Восточной Сибири

Метод изучения	Материал	Результат	Вид результата
Методы изучения керна: А. Описание керна Б. Оптические методы исследования В. Томография, микротомография Г. Петрофизические исследования	Керн до распиловки/ после распиловки, шлифы, образцы	Литотипы	Результаты представлены в виде таблиц Excel, карты и файлы формата *txt для загрузки в ПО «Petrel», карты распространения литотипов, фотографий
		Гистограммы распределения литотипов	Гистограммы и карты распределения описанных свойств и характеристик коллектора (строматолитовые постройки, распространение литотипов и др.). Концептуальное строение пласта, модель коллектора
		Типы пустотного пространства	
		Количественное описание типов пустотного пространства	
		Описание трещин с количественными характеристиками	
		Таблица с ФЕС	
Методы изучения ГИС	Стандартный комплекс ГИС (ГК, НГК, ГКп, АК, керн)	Файлы с расширением .las для загрузки в ПО «Petrel» с интерпретацией, таблица Excel	Параметры кавернозных интервалов, карта пористости, карта распространения зон кавернозности
	Расширенный комплекс ГИС (ЯМК, FMI, UBI)	Таблица с параметрами трещин	Карта плотности трещин, оценка раскрытости трещин, преобладающие направления трещин
		Наличие кавернозных интервалов	Подтверждение наличия кавернозных интервалов по данным ГИС (имиджеры)
Корреляция ГИС	ГИС (все методы)	Малоамплитудные разломы (30–60 м)	Модель разломов (карта, трехмерная модель в ПО «Petrel», тектоническая модель)
Данные сейсморазведки МОГТ-3D	Куб амплитуд SEG-Y	Амплитудные разломы (с амплитудой 80–150 м)	
Параметры работы скважин	ИК, ГДИС, промысловые данные	Коэффициент продуктивности	Карта продуктивности

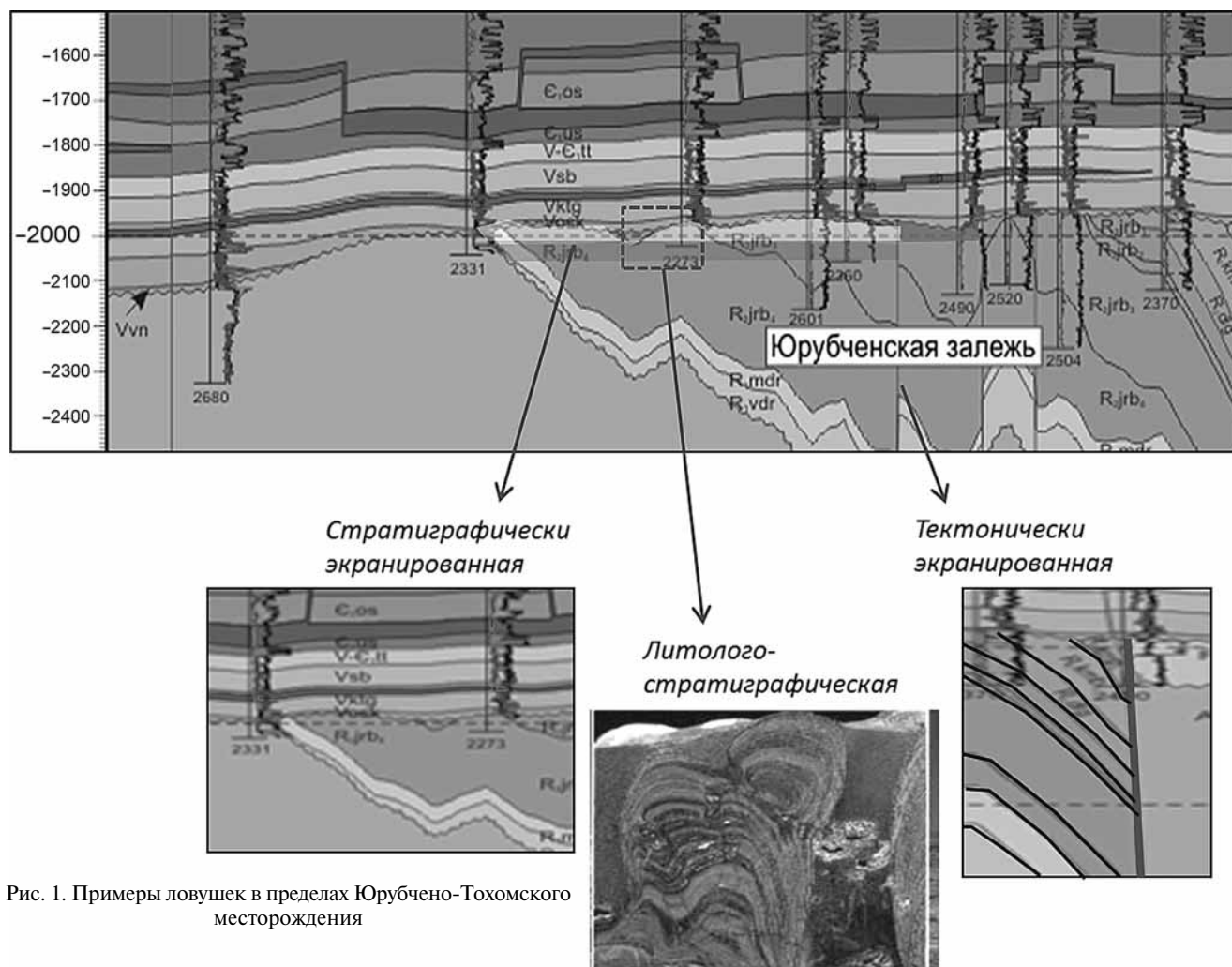


Рис. 1. Примеры ловушек в пределах Юрубчено-Тохомского месторождения

пустотности приходится не более 0,1% эффективной емкости. Плотность вертикальных трещин, зафиксированная в керне, составляет в среднем 1,15 трещины/метр, при этом длина трещины может достигать до 15 м. Толщина кавернозных интервалов, многократно повторяющихся в разрезе, в среднем составляет 10–20 см. Пустотность кавернозных интервалов может достигать 30%, при этом размер самих щелевидных пустот варьирует в диапазоне 1–100 мм. Окремнение таких зон достигает 80%.

Рифейский продуктивный пласт Юрубчено-Тохомского месторождения — одна из частей комбинированной неантиклинальной ловушки: она сочетает в себе одновременно признаки тектонически экранированных и литологически ограниченных ловушек (биогенные и постседиментационные), фациального замещения и выклинивания, стратиграфически экранированных регионального (в виде предвендского перерыва в осадконакоплении) и локального экранирования (рис. 1). Во второй половине позднего рифея (ослянское время) осадочный бассейн резко сократился по площади. Рифейские толщи оказались смяты в складки с углами наклона до 10–15°, на отдельных участках до 70°, разбиты дизъюнкти-

вами нарушениями амплитудой до нескольких километров, что и дало начало формированию *тектонически-экранированных залежей*.

Во время предвендского длительного перерыва в осадконакоплении под влиянием приповерхностных вод были сформированы интервалы интенсивного выщелачивания и кавернозности. Благодаря предвендскому перерыву в осадконакоплении рифейские отложения можно отнести к *стратиграфически экранированной ловушке регионального (в виде предвендского перерыва в осадконакоплении) и локального экранирования*.

Решение задачи создания концептуальной модели коллектора рифейского продуктивного пласта и выделения зон с улучшенными ФЕС на Юрубчено-Тохомском месторождении связано с системным подходом к комплексированию геолого-геофизического материала — от литологических исследований до современных методов моделирования. Впервые литологические исследования были переведены в цифровой формат и использованы для решения задач промысловой геологии.

Сходные проблемы в определении зон или интервалов с улучшенными фильтрационно-емкостными свойствами существуют при картировании неоднородного строения выявленных залежей

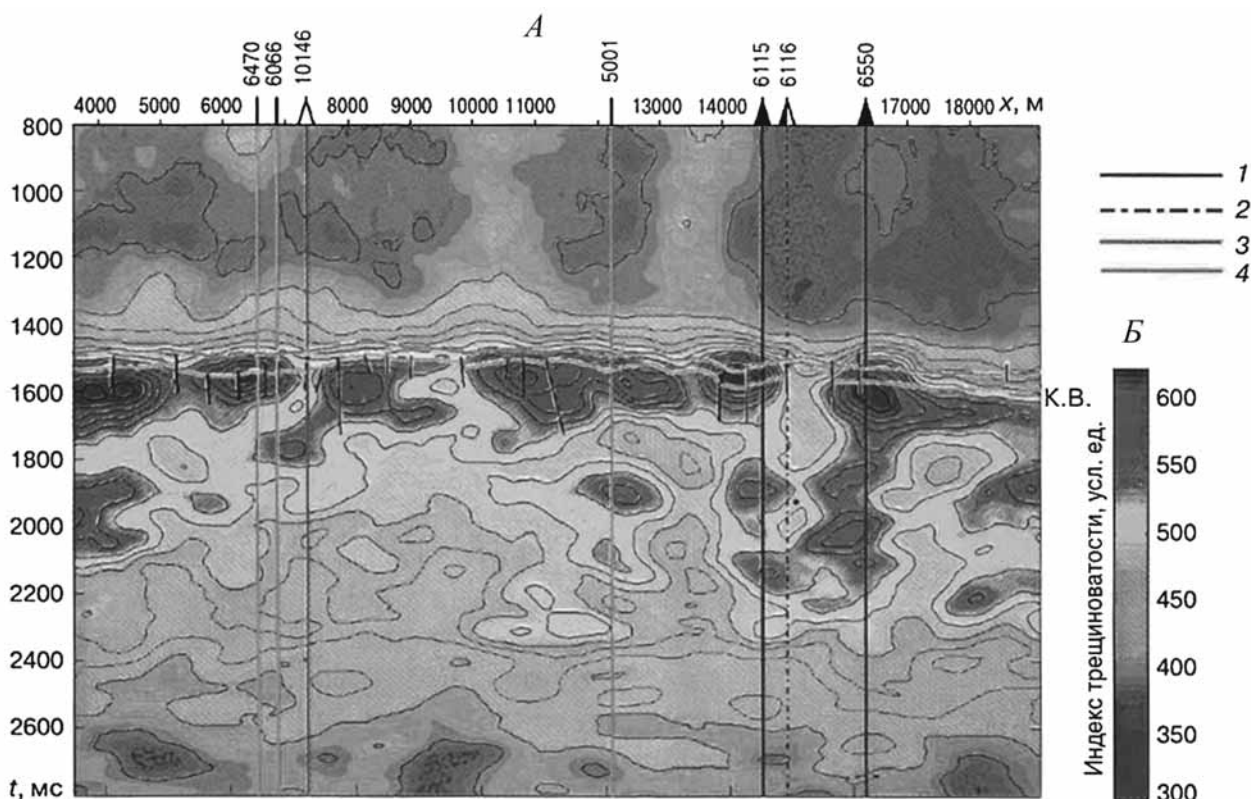


Рис. 2. Примеры вертикальных разрезов энергии рассеянных волн (поля трещиноватости): А — вертикальный разрез поля трещиноватости вдоль профиля с вынесенными скважинными результатами испытаний коры выветривания: 1 — приток нефти; 2 — пленка нефти; 3 — сухо; 4 — испытания не проводились, Северо-Даниловское месторождение, по [Курьянов и др., 2008]; Б — разрез энергии рассеянных волн, полученный методом волнового ОГТ, Усть-Балыкское месторождение

нефти в эрозионных выступах фундамента, представленных магматическими и метаморфическими породами.

Так, на нефтяном месторождении Белый Тигр (Вьетнам) нефтенасыщенные высокопродуктивные интервалы разреза в скважинах распространены, как правило, крайне неравномерно и без установленной закономерности. Пустотность магматического массива сформирована под воздействием ряда факторов: неравномерного остывания магмы, тектонических процессов, влияния гидротермальных глубинных растворов, процессов выветривания и др.

Основная часть притоков нефти в скважинах приурочена к 20–40-метровым разноглубинным интервалам разреза толщиной 2000 м, при опробовании 500–800-метровых объектов в открытом стволе, а значения дебитов нефти в скважинах изменяются по площади и разрезу от нескольких десятков тонн в сутки до 2000 т/сут. Кроме того, залежь нефти приурочена к трехкупольной структуре, разделенной на блоки разрывными нарушениями. В южном своде продуктивность не установлена, в центральном своде нефтенасыщен разрез залежи в интервале глубины от 3050 до 5000 м, в северном своде верхняя часть гранитоидного массива представлена непроницаемыми породами и только ниже поверхности фундамента на 500–600 м выявлены породы-коллекторы и

получены промышленные притоки нефти. Таким образом, если рассматривать дебит нефти в скважинах как обобщенный показатель фильтрационно-емкостных свойств пород, то фиксируется крайняя неоднородность строения залежи нефти в трещиноватых породах фундамента месторождения Белый Тигр, такая модель строения названа *неравномерно-ячеистой* [Шустер, 2003].

Аналогичная картина неравномерно-ячеистого строения наблюдается и в залежах нефти в образованиях фундамента в Западной Сибири, выявленных на границе фундамента и осадочного чехла.

На рис. 2 приведен характерный вертикальный разрез энергии рассеянных волн (поля трещиноватости), опубликованной в работе [Курьянов и др., 2008], где продемонстрирована значительная дифференцированность значений энергии рассеянных волн (трещиноватости) по латерали в доюрском фундаменте и удовлетворительное соответствие зон высокой интенсивности рассеянных волн результатам испытаний скважин. Так, на Северо-Даниловском месторождении (Шаимский свод) притоки нефти из образований фундамента получены в скважинах, вскрывших разрез фундамента с высокими значениями энергии рассеянных волн на значительной мощности.

Для прогноза и картирования подобного типа ловушек для залежей нефти и газа на границе осадочного чехла и образований фундамента ис-

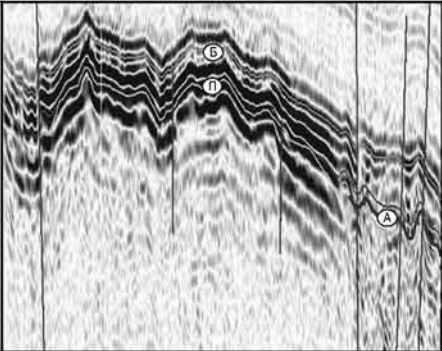
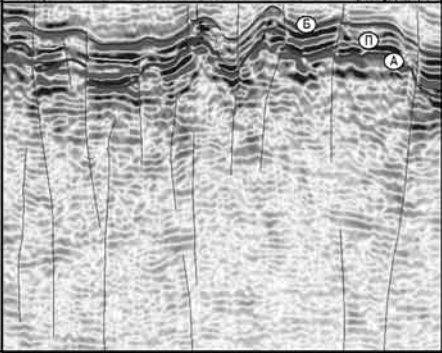
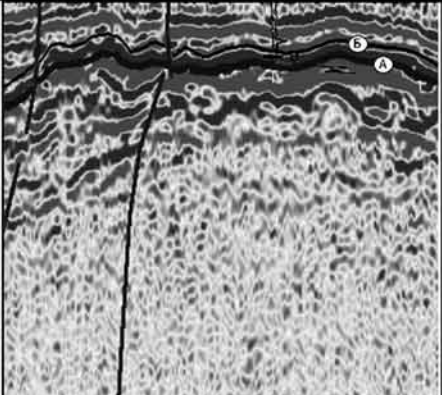
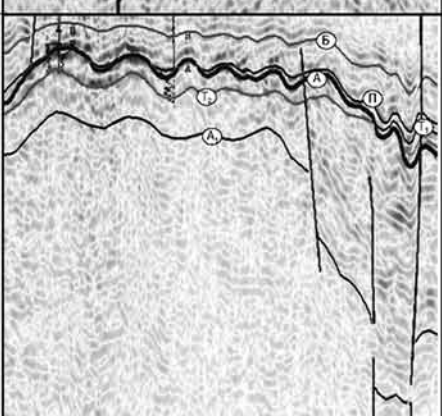
Тип волнового поля	Фрагмент временного разреза	Сейсмические параметры (конфигурация, взаимное расположение отражений, их непрерывность, амплитуда, частота)	Вещественный состав доюрских пород, степень их дислоцированности	Структурно-тектоническая приуроченность	Стратиграфическая привязка	Область распространения (месторождения)
Складчатый фундамент						
I		Сейсмифация хаотических с разными углами наклона отражений или их отсутствия	Сильнодислоцированные метаморфические и изверженные породы (кварц-серицитовые, кварц-амфиболовые, хлорит-серицитовые сланцы, гранито-гнейсы)	Центральные части антиклинориев	Поздний протерозой-ранний палеозой рс-О (скв. 26,93, В.С. Бочкарев) ордовик О (скв.351, Б.С. Погорелов)	1, 3, 4, 6, 11, 12
II		Переменно-амплитудные, прерывистые и протяженные отражения, для которых характерно бессистемное прекращение прослеживаемости	Слабодислоцированные эффузивно-осадочные, терригенно-карбонатные породы (углисто-глинистые, карбонатные сланцы, эффузивы основного и среднего состава)	Крупные отрицательные структуры	Девон-ранний карбон D-C ₁ (скв.10067 Полпаульская, З.В. Лашнева)	2, 4, 5, 7, 9, 11, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 23
III		Субгоризонтальное расположение низкоамплитудных протяженных отражений	Кислые интрузии (гранитоиды, граниты биотит-мусковитовые; вмещающие породы – метаморфические сланцы (РС – О))	Центральные части антиклинориев	Поздний карбон С ₃ (скв.29 Мортимья-Тетеревская, Б.С. Погорелов)	1, 3**, 6, 11, 12
IV		Сейсмифация несложных хаотично расположенных отражений или их отсутствия	Кислые интрузии (гранит-порфиры; вмещающие породы; эффузивно-осадочные, D-C ₁)	Высокоамплитудные поднятия, приуроченные к межрифтовым выступам фундамента, разграничивающим раннемезозойские грабен-рифты	Не стратифицирован; возможно поздний карбон-ранняя пермь C ₃ -P ₁ (З.В. Лашнева)	7*, 10*

Рис. 3. Наиболее типичные сейсмические характеристики резервуаров в фундаменте (их геологические модели) для регионов Западной Сибири: 2* — залежи в юрской и доюрской частях разреза, 16** — нефтепроявления в доюрских породах, 12 — залежи в юрских пластах; 1** — Трехозерное, 2* — Мулымьинское, 3* — Мортимья-Тетеревское, 4* — Среднемулымьинское, 5* — Убинское, 6* — Толумское, 7* — Даниловское, 8* — Северо-Даниловское, 9* — Андреевское, 10* — Тальниковое, 11* — Потанайское, 12 — Семивидовское, 13 — Узбекское, 14 — Славинское, 15 — Лазаревское, 16** — Филипповское, 17** — Мансингяхское, 18 — Картопынское, 19 — Ловинское, 20 — Пайтыхское, 21 — Яхлинское, 22** — Сыморьяхское, 23 — Шушминское (окончание рис. на след. стр.)

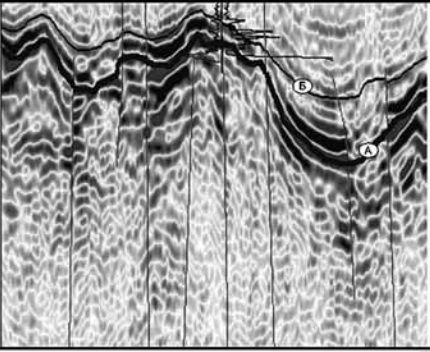
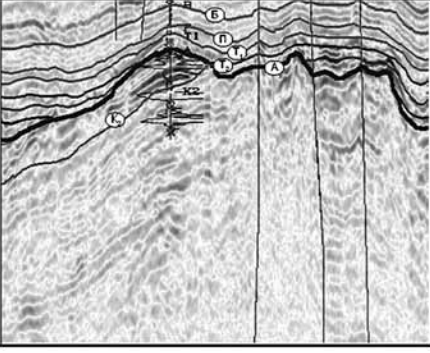
Тип волнового поля	Фрагмент временного разреза	Сейсмические параметры (конфигурация, взаимное расположение отражений, их непрерывность, амплитуда, частота)	Вещественный состав доюрских пород, степень их дислоцированности	Структурно-тектоническая приуроченность	Стратиграфическая привязка	Область распространения (месторождения)
Складчатый фундамент						
V		Столбовидная сейсмифация коротких переменно-амплитудных отражений	Ультраосновные (серпентиниты, пироксениты) и основные (габбро-диориты, габбро)	Зоны глубинных разломов	Девон-ранний карбон, D-C ₁ (скв. 60 Чанчарская, Б.С. Погорелов)	13, 16, 18
Промежуточный структурный этаж						
VI		Наклонное и субгоризонтальное расположение параллельно-волнистых, переменно-амплитудных отражений	Вулканогенно-терригенные с преобладанием базальтов	Раннемезозойские грабенообразные впадины	Нижний-средний триас (скв. 10218 Сыморяхская, Ю.П. Сорокин)	7, 8, 10, 14, 15, 16, 17, 19, 20, 21, 22, 23

Рис. 3. Окончание

пользуются стандартные методы сейсморазведки МОГТ 2D и 3D для создания «сейсмических образов» ловушек, т.е. получения сейсмических характеристик наиболее типичных резервуаров в фундаменте (их геологических моделей) для регионов Западной Сибири (рис. 3) [Шустер и др., 2011; Lisitsa, 2019]. На новой разведочной площади еще до этапа бурения можно на основе материалов сейсморазведки спрогнозировать строение объекта, выявить тип ловушки, определить положение и глубину проектной скважины.

Заключение. Для успешного поиска скопленных углеводородов в образованиях фундамента, помимо задач детального картирования поверхности фундамента, выявления и прослеживания разрывных нарушений и внутрифундаментных отражающих горизонтов с целью выявления ловушек различного типа, существует «ключевая» задача — выявление и оконтуривание зон развития в толще фундамента разуплотненных трещиноватых пород-

коллекторов. Решение задачи картирования неоднородного строения пород-коллекторов, причем не только в магматических и метаморфических, но и в карбонатных отложениях осуществлено в последние 10–15 лет российскими учеными и уже апробировано на ряде месторождений [Курышева, 2005; Курьянова и др., 2008; Левянт и др., 2003; Цимбалюк и др., 2010]. Решение задачи связано с использованием новой технологии сейсморазведки рассеянных волн.

Практические аспекты интегрированного концептуального геологического, литолого-фациального, петрофизического моделирования, представленные в статье, универсальны, и их можно применить к сложным ловушкам комбинированного типа других месторождений со схожим геологическим строением.

Благодарности. Авторы выражают благодарность рецензентам статьи В.В. Волянской и С.А. Пунановой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Вараксина И.В., Хабаров Е.М. Обстановки седиментации и постседиментационные изменения рифейских карбонатных отложений Куюмбинского месторождения // Геология нефти и газа. 2000. № 1. С. 28–36.

Вотинцев А.Н. Трещиноватость коллекторов Юрубчено-Тохомской зоны газонефтегазонакопления (Сибирская платформа): Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1992. 17 с.

Конторович А.А., Конторович А.Э., Кузнецов Л.Л. и др. Юрубчено-Тохомская зона нефтегазонакопления — важный объект концентрации региональных и поисково-разведочных работ в верхнем протерозое Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции // Геология и геофизика. 1988. № 11. С. 45–50.

Курышева Н.К. Программирование залежей нефти и газа в верхней части доюрского комплекса по сейс-

мическим данным в Шаимском нефтегазоносном районе и на прилегающих участках: Автореф. канд. дисс. Тюмень, 2005. 22с.

Курьянов Ю.А., Кузнецов В.И., Кашкаров В.З., Смирнов Ю.М. Опыт использования поля рассеянных сейсмических волн для прогноза трещиноватых зон // Технология сейсморазведки. 2008. № 1. С. 12–16.

Левянт В.Б., Тронов Ю.А., Шустер В.Л. Использование рассеянной компоненты сейсмического поля для дифференциации кристаллического фундамента на коллекторские и монолитные зоны // Геофизика. 2003. № 3. С. 17–26.

Цимбалюк Ю.А., Шнуров И.В., Матигоров А.А. Мультифокусинг-инновационная технология обработки данных сейсморазведки // Мат-лы XI Всеросс. науч.

конф. «Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского бассейна». 2010. С. 212–216.

Шустер В.Л. Проблемы нефтегазоносности кристаллических пород фундамента. М.: Обзор ООО «Геоинформцентр», 2003. 48 с.

Шустер В.Л., Пуланова С.А., Курьшева Н.К. Новый подход к оценке нефтегазоносности образований фундамента // Мат-лы междунар. конф. «Современное состояние наук о Земле», посвященной памяти В.Е. Хайна. М.: МГУ, 2011. С. 2116–2118.

Lisitsa V., Koyukhin D., Tcheverda V., Volyanskaya V. Numerical simulation of faults formation using the discrete element method, in SEG Technical Program Expanded. Abstract. 2019. P. 3319–3323. DOI: 10.1190/segam2019-3215975.1

Поступила в редакцию 29.11.2019

Поступила с доработки 15.01.2020

Принята к публикации 12.10.2020

УДК 551.351.2/551.422

А.В. Гаврилов¹, Е.И. Пижанкова²**РОЛЬ КРИОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ НА МЕЛКОВОДЬЯХ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ***ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1**Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

Выявлена активизация современного осадконакопления на мелководьях моря Лаптевых, подвергавшихся в прошлом исключительно размыву, оно происходит на фоне повышения уровня моря. В указанной активизации установлена ключевая роль сокращения площади морских льдов, криогенных, а также гидродинамических процессов, инициированная потеплением климата. Осадконакопление, сопровождающееся образованием островов, приурочено к положительным морфоструктурам, испытывающим поднятие.

Ключевые слова: морфолитогенез, осадконакопление, положительные морфоструктуры, современные движения земной коры, современное потепление климата, повышение уровня моря, деградация и новообразование мерзлых пород.

The activation of modern sedimentation on the shallows of the Laptev Sea, which underwent exclusively erosion in the past, has been revealed. It occurs against the background of rising sea levels. In this activation, the key role of reducing the area of sea ice, cryogenic and hydrodynamic processes, initiated by climate warming, was established. Sedimentation, accompanied by the formation of islands, is confined to positive uplift morphostructures.

Key words: morpholithogenesis, sedimentation, positive morphostructures, modern movements of the earth's crust, modern climate warming, sea level rise, permafrost degradation and new formation.

Введение. В сентябре 2013 г. экипажем вертолета (командир А. Матвеев), выполнявшего рейс из пос. Тикси на аэродром Темп на о. Котельный, было выявлено, что вершина Васильевской банки (на западе от о-ва Столбовой) в море Лаптевых осушена и возник остров. Образование острова подтверждено аэровизуальными наблюдениями в апреле 2014 г., а 23 сентября 2014 г. на остров высадились участники кругосветной экспедиции исследовательского судна Балтийского флота России «Адмирал Владимирский» [URL: [https://ru.wikipedia.org/wiki/Яя_\(остров\)](https://ru.wikipedia.org/wiki/Яя_(остров))]. Его площадь в то время составляла около 0,038 км², высота над уровнем моря <1 м. Остров был назван Яя.

Осадконакопление на мелководьях, которые обычно размываются, — достаточно редкое явление. Необходимость исследований морфолитогенеза в арктических морях обусловлена тем, что шельф в целом и море Лаптевых в частности продолжают оставаться существенно хуже изученными по сравнению с прибрежной сушей. С практической точки зрения актуальность исследований определяется возрастающей хозяйственной значимостью для Российской Федерации Северного морского пути, разведки и освоения ресурсов углеводородов арктического шельфа.

Материалы и методы исследований. Основными материалами были космические снимки (КС) Landsat, Sentinel и Terra/MODIS за 1973–2019 гг. Использованы также тектонические и неотектонические карты, топографические карты масштаба 1:200 000, исторические сведения и геологические карты России масштаба 1:1 000 000 2-го и 3-го поколений, а также разнообразные опубликованные данные, относящиеся к рассматриваемой проблеме. Синтез и совмещение разновременных дистанционных данных, выявление новообразований и взвесей в морской воде осуществлялись с помощью программного пакета ScanEx Image Processor. Измерения для изучения динамики берегов, а также дешифрирование прибрежных ландшафтов проводилось в ГИС-среде MapInfo Professional.

Результаты исследований и их обсуждение. **Мерзлотно-геологическое строение и современная обстановка.** В геолого-структурном отношении шельф моря Лаптевых относится к Хатангско-Лаптевоморской эпиконтинентальной платформе. В ее строении выделяются позднемерзлотно-кайнозойский плитный чехол и фундамент, представленный породами Верхояно-Колымской и Новосибирско-Чукотской складчатых систем [Государственная..., 2014, 2016, 2017]. Площадным распространением

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, лаборатория охраны геологической среды и взаимосвязи поверхностных и подземных вод; вед. науч. с., докт. геол.-минер. н.; e-mail: gavrilov37@bk.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, лаборатория охраны геологической среды и взаимосвязи поверхностных и подземных вод; ст. науч. с., канд. геол.-минер. н.; e-mail: pijankova@yandex.ru

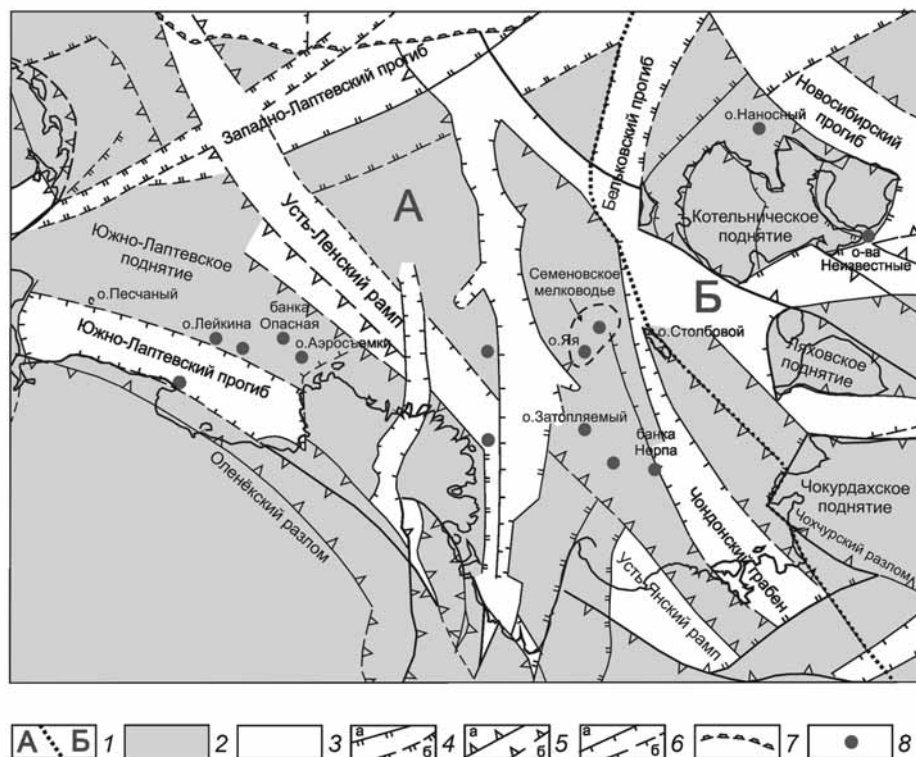


Рис. 1. Морфоструктуры Хатангско-Латтеморской платформы (шельфа моря Лаптевых), по [Лукина и др., 2003; Государственная..., 2014; 2016] с изменениями: 1 — региональные: А — зона опусканий Хатангско-Латтеморской платформы, Б — Восточно-Лаптевская зона поднятий; локальные: 2 — положительные, отвечающие поднятиям и горстам; 3 — отрицательные, отвечающие впадинам и грабенам. Новейшие разломы: 4 — сбросы (а — достоверные, б — предполагаемые); 5 — взбросы (а — достоверные, б — предполагаемые); 6 — неуставленного типа (а — достоверные, б — предполагаемые); 7 — бровка шельфа; 8 — новообразованные и образующиеся банки и острова

пород чехла и фундамента обусловлено распределение региональных морфоструктур в регионе. В пределах Хатангско-Латтеморской платформы выделяются две региональные морфоструктуры: зона опусканий (плита) Хатангско-Латтеморской платформы (А) и Восточно-Лаптевская зона поднятий с выходами на ее поверхность пород фундамента (Б) (рис. 1). Первой отвечает формирующийся окраинно-материковый бассейн моря Лаптевых. Развитые в его пределах мелководья, согласно литологическим картам поверхности дна [Государственная..., 2014; 2016; 2017], выполнены песками чистыми или моногранулярными с содержанием господствующей размерной фракции >85 и >75% соответственно.

Состав осадков изучен на Семеновском мелководье по профилю в направлении с северо-востока на юго-запад. По данным [Дударев и др., 2015; Дударев, 2016], осадки на склоне Васильевской банки при глубине моря 7–9 м представлены мелкозернистым песком с содержанием песчаной (69%), алевритовой (27,5%) и пелитовой (3,5%) фракций. Семеновская банка в вершинной и привершинной частях сложена средне- и мелкозернистыми песками, а в пределах склонов при глубине моря 10 м — песчаным алевритом. Содержание песчаной фракции (%) на склонах составляет 38, алевритовой 57, пелитовой 5. На аккумулятивной равнине при глубине моря 25–27 м, примыкающей к мелководью, доминируют пелиты. В их составе содержится от 0 до 4% песчаной фракции, алевритовой — от 6 до 29, пелитовой от 67 до 98%.

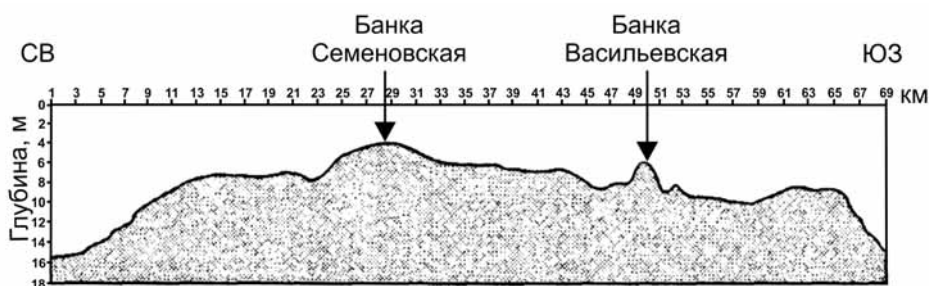
Региональной морфоструктуре Восточно-Лаптевской зоны поднятий отвечает субмеридиональ-

ная положительная неотектоническая структура о-вов Анжу и Ляховских, а также Чоккурдахское поднятие на восточном побережье моря Лаптевых. В мегарельефе эта морфоструктура резко контрастирует с морфоструктурой шельфа моря Лаптевых.

На шельфе развиты многолетнемерзлые породы (ММП), образовавшиеся при его осушении в позднем плейстоцене. Ныне они деградируют. Деграляция снизу происходит под действием теплового потока из недр. Деграляция сверху осуществлялась в ходе позднеплейстоцен-голоценовой трансгрессии моря и происходит сейчас в связи с повышением среднегодовой температуры придонной воды в береговой зоне и засолением донных пород, понижающим температуру их замерзания—оттаивания. ММП характеризуются сплошным распространением. Кровля их может быть заглублена до 50–100 м, мощность по данным математического моделирования варьирует от 500 (вблизи побережья) до 100 м и менее (на изобатах 60–80 м).

В современной динамике мерзлых толщ арктических морей большую роль играет современное потепление климата. Оно усиливается обратными связями. Особую роль играет деграляция морских льдов, уменьшающая альбедо. По данным Росгидромета по сравнению с 1965–1975 гг. в Восточно-Сибирском секторе ледовитость сократилась на 31%, а продолжительность ледового сезона — на 40 сут. [Второй оценочный..., 2014]. Среднегодовая температура придонной воды и донных отложений на мелководьях повысилась до положительных значений [Dmitrenko et al., 2011].

Рис. 2. Субмеридиональный разрез вдоль осевой части Семеновского мелководья, по [Чаркину и др., 2007]



Современные изменения геологической обстановки на мелководьях. Локальные морфоструктуры шельфа моря Лаптевых и связь с ними криогенных процессов. Среди локальных неотектонических структур, выраженных в рельефе шельфа, выделяются, с одной стороны, поднятия и горсты, а впадины и грабены — с другой (рис. 1). В кайнозойской грабен-рифтовой системе моря Лаптевых отрицательные структуры отвечают грабенам, положительные — горстам.

В последнем криохроне шельф морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, а также приморские арктические низменности были перекрыты мощной (до 50 м) толщей отложений ледового комплекса (ЛК) позднего неоплейстоцена. В силу высокой льдистости (70–95% от объема пород) ЛК был весьма чувствителен к тепловым воздействиям. Поэтому, начиная с конца позднего неоплейстоцена (14–13 тыс. л. н.), в отрицательных морфоструктурах получил развитие озерный термокарст [Романовский и др., 1999]. Он обусловил первоочередное затопление впадин, грабенов и долин в ходе позднеплейстоцен-голоценовой трансгрессии моря. Сложенные ЛК возвышенности горстов разрушались в это время термоабразией и термоденудацией, превращаясь в полуострова, а затем в острова-реликты ЛК [Гаврилов и др., 2003]. Последние из них (о-ва Васильевский и Семеновский, оба на Семеновском мелководье, а также о. Фигурина) прекратили свое существование в 1936, 1951 и 1950 гг. соответственно [Гаккель, 1957]. По другим сведениям, на месте о-ва Фигурина в 1952 г. эхолотированием была обнаружена банка, названная банкой Фигурина [Попов, 1987].

Кроме острова Яя на месте исчезнувших в историческое время островов-реликтов ЛК существует ряд островов, сложенных современными или голоценовыми отложениями. Это о-ва Песчаный, Лейкина (Осушной), Наносный, Затопляемый и др. (рис. 1).

Данные об изменении глубины Семеновской банки. В 1955 г. минимальная глубина Семеновской банки составляла 0,1 м [Клюев и др., 1981; Арэ, 2012]. В 1965 г. вершинная поверхность Семеновского мелководья, включающего Семеновскую и Васильевскую банки, оконтуривалась изобатой 2 м. В осевой линии мелководья глубина составляла 1,2 м, а минимальная на Васильевской и Семеновской банках — 0,8 м [Клюев и

др., 1981; Семенов, 1971]. Тепловые просадки и размыв Семеновской банки (в соответствии с навигационными картами 1969–1971 гг.) привели к ее углублению на 2–5 м [Арэ, 2012]. Детальный мониторинг изменения глубины Семеновской банки (промеры с бортов низкосидящих судов в 1999, 2000, 2003–2006 гг.) дал возможность охарактеризовать динамику ее рельефа [Чаркин и др., 2007]. Наименьшая глубина Семеновской банки в начале 2000-х гг. по этим данным составила 4,2 м на фоне глубины, изменяющейся от 5,5 до 8,6 м и глубже (рис. 2). В более поздних публикациях [Чаркин и др., 2015; Дударев, 2016] приводится существенно меньшая минимальная глубина Семеновской банки — 0,8–1 м.

Данные о морфолитогенезе на мелководьях, полученные с помощью КС. Разновременные космические снимки дают возможность осуществлять ретроспективный мониторинг динамики мелководий. Так, по данным Terra/MODIS мель на вершине Васильевской банки наблюдалась по обрушению волн (бурунам) уже в 2003–2005 гг. С конца октября 2003 г. на этой мели практически ежегодно формируется стамуха. Несмотря на трудности определения истинных размеров низменных островов, вследствие существования стонно-нагонных явлений для многих этих островов зафиксировано изменение очертаний и нарастание площади. Использование разносезонных КС Landsat, Sentinel и MODIS за 1973–2018 гг. позволило выявить ряд банок. Они дешифрируются по приуроченности к ним стамух и торосов в периоды ледостава и разрушения сезонного льда, а в безледный сезон — по наличию над ними полей взвеси или бурунов (при ветре). Таковы отмели на Семеновском мелководье, на мелководье Нерпа, на безымянных мелководьях к северо-востоку от дельты Лены, а также банка Опасная [Кучейко, 2020]. При ветровых стогах банки могут обнажаться. О. Затопляемый на банке Вест (в 117 км на восток от дельты Лены и в 133 км на север от мыса Буор-Хая) и о. Лейкина (Осушной) (в 80 км на северо-восток от п-ова Терпай-Тумса) также относятся к образованиям, обнажающимся при стогах и затопляемым при нагонах.

Сопоставление серии снимков Landsat позволило зарегистрировать изменение конфигурации, размеров и площади о-ва Наносный с 1999 по 2019 г. Остров расположен в 33 км на восток–се-

Таблица 1

Динамика о. Наносный по результатам измерений на КС Landsat -7, -8

Остров	Географическое положение	Морфология	Дата съемки	Длина береговой линии, км	Площадь, км ²	Длина, км	Ширина, км
Наносный	33 км на северо-восток от о. Котельный, 25,5 км на северо-запад от о. Железнякова	Остров представляет собой полукольцо правильной формы, выпуклое к западу, высота не более 2 м	13.07.1999	6,0	0,75	2,9	0,23–0,34
			25.08.2000	6,9	0,76	3,3	0,22–0,36
			20.08.2002	7,1	0,84	3,2	0,18–0,49
			15.08.2011	7,4	0,89	3,3	0,2–0,44
			13.08.2014	8,7	1,22	3,6	0,2–0,63
			04.08.2018 (нагон)	7,7	0,76	3,5	0,16–0,35
			08.08.2018	10,0	1,31	4,2	0,2–0,74
			11.08.2018 (сгон)	11,4	2,4	5,2	0,2–1,1
			19.07.2019 (нагон)	8,1	0,86	3,7	0,16–0,42
			04.08.2019	10,6	1,46	4,3	0,16–0,9
			22.08.2019 (сгон)	11,0	2,0	4,8	0,2–0,9

веро-восток от мыса Анисий о-ва Котельный. Он сформировался на месте разрушенного термоабразией в 1950 г. о-ва Фигурина, слагавшегося породами ледового комплекса [Гаккель, 1957]. На КС Landsat за разные годы фиксируется изменение очертаний и параметров острова, сильно зависящее от приуроченности времени съемки к явлениям сгонов либо нагонов (таблица), тем не менее для него установлено нарастание площади и длины, что особенно выражено в последние годы.

Ряд островов, включая Наносный, смещается в восточном направлении. Смещение происходит в связи с доминированием в безледный сезон западных ветров. В результате ветровых течений продукты размыва с западных отступающих берегов переносятся на восток, где они формируют примыкающие к островам косы. За последние 18 лет отступление 1,5-километрового участка западного берега о-ва Наносный составило в среднем 55 м при максимальном 100–120 м. Средняя скорость перемещения с запада на восток, таким образом, составила около 3 м/год.

Вертикальные движения земной коры. Повышение поверхности (и/или нарастание площади), обнаруженное с помощью КС у островов Яя и Наносный, наблюдается в условиях повышения уровня моря. Во второй половине XX в. оно оценивалось в 1,7, в 1993–2010 г. — в 3,2 мм/год [МГЭИК..., 2014]. Поэтому участки мелководий с новообразующимися островами должны испытывать положительные движения, соответствующие указанному повышению уровня моря.

Согласно схеме режимов новейших вертикальных движений земной коры арктического шельфа России [Мусатов, 2004] Восточно-Лаптевской зоне поднятий отвечает режим умеренных воздыманий, а горсту, вмещающему Семеновское мелководье, — режим слабых воздыманий.

Мы попытались оценить их потенциально возможный темп. Для района о-ва Наносный, относящегося к Восточно-Лаптевской зоне поднятий (региональная морфоструктура Б), выполнена такая оценка. Котельническое, Ляховское и Чокурдахское поднятия, отделенные друг от друга грабенами проливов Санникова, Этерикан и Дм. Лаптева (рис. 1), характеризуются повышенной тектонической активностью. О современном поднятии в пределах этой зоны может свидетельствовать анализ данных с двух уровнемерных станций: Кигилях и Пролив Санникова. Они расположены на п-ове (мысе) Кигилях о-ва Бол. Ляховский и на юго-западной оконечности о-ва Котельный соответственно. При указанном выше тренде повышения уровня океана (+1,7 и +3,0 мм/год) изменение уровня в проливе Дм. Лаптева по средним показаниям со ст. Кигилях характеризовалось в те же периоды следующими значениями: –0,85 мм/год при тренде +1,7 мм/год во второй половине XX в. и –1,38 мм/год при тренде +3,0 мм/год в 1993–2010 гг. [Меркулов и др., 2017]. Отрицательные значения показаний свидетельствуют о том, что поднимается не только уровень моря, но и берег, где расположена станция, при этом поднятие берега опережает повышение уровня моря. Почти аналогичны данные со станции Пролив Санникова. Во второй половине XX в. скорость поднятия юго-западного берега о-ва Котельный на 0,33 мм/год превосходила скорость повышения уровня океана, а в 1993–2010 гг. — на 0,20 мм/год «не достигала» до возросшего темпа поднятия океана.

Данные уровнемерных наблюдений коррелируют с характером современного рельефа в пределах локальных морфоструктур, входящих в состав Восточно-Лаптевской зоны поднятий. Это массивы низких гор с абсолютными отметками 160–450 м, (наивысшая 558 м — г. Харстан в пределах

Чокурдахского поднятия) с плоскими вершинами, отдельными вершинами-тумпами и кигиляхами (скальные останцы высотой до 10–12 м). Долины узкие, находятся в стадии глубинной эрозии, для них характерны резкие прямолинейные изгибы русел. П-ову Кигилях свойственны аномальные врезы овражной сети, висячие долины, речные перехваты [Государственная ..., 2016].

В отличие от района о. Наносный, для Семеновского мелководья и о-ва Яя оценить потенциально возможную скорость вертикальных движений с помощью региональных данных оказалось невозможно. Поэтому мы сочли возможным воспользоваться результатами обобщений, приведенных в работах [Никонов, 1977; 2006; Захаров, 2006] и показывающих, что в пределах платформ скорость современных вертикальных движений варьирует от долей до нескольких миллиметров в год.

По-видимому, темп современного поднятия участка о-ва Наносный превосходит скорость поднятия участка о-ва Яя на Васильевской банке. Этот вывод основан на таких показателях осадконакопления, как его начало, темп нарастания площади и площадь острова в настоящее время. Банки в районах этих островов образовались после практически одновременного разрушения о-вов Фигурина и Васильевского. Однако о. Наносный, сложенный современными песками, обозначен на топографической карте уже в начале 1980 гг., тогда как осадконакопление о. Яя, началось лишь с начала 2000-х гг. Площадь о-ва Наносный (1,31–1,46 км²) превосходит площадь о-ва Яя (0,06 км²). По скорости увеличения площади он также опережает о-в Яя (0,04 км²/год против 0,005 км²/год).

Результаты оценки показывают, что в наблюдаемом сейчас повышении поверхности и увеличении площади островов Наносного и Яя задействованы положительные вертикальные движения земной коры, однако их участие осуществляется в соответствии с геологическим масштабом времени. Поэтому о положительных тектонических движениях, результат которых можно увидеть в течение 30–40 лет, говорить невозможно. Возникает вопрос: с какими факторами может быть связано возникновение островов и расширение их площади?

Роль морских льдов, криогенных и гидродинамических процессов в современном осадконакоплении. По нашему мнению, речь может идти только о современном осадконакоплении. К обуславливающим его факторам относятся сокращение ледовитости, активизация криогенных и гидродинамических процессов, вызванное потеплением климата. Ледовые условия характеризуются отступанием границы многолетних морских льдов на север и увеличением продолжительности безледного, т.е. динамически активного сезона. Коэффициент корреляции этих явлений с значениями летней температуры воздуха составляет 0,92 [Второй...,

2014]. В морях Карском, Лаптевых, Восточно-Сибирском площадь морских льдов в 2005–2014 гг. по сравнению с 1960–1980 гг. сократилась в 5 раз. Отступление границы сезонных льдов к 78–80° с.ш. [Второй..., 2014] и увеличение динамически активного сезона существенно повышают длину разгона волн, повторяемость и силу штормов. Приведенные данные позволяют сделать вывод, что современное потепление и снижение ледовитости морей существенно увеличивает потенциал морфолитогенеза.

Однако указанный потенциал — только возможность проявления осадконакопления. Для его осуществления необходим осадочный материал. При достаточном количестве последнего энергия волн расходуется на перемещение и аккумуляцию, при дефиците — на размыв отложений. Формирование осадочного материала в ходе современного потепления тесно связано с активизацией криогенных процессов. Среди них один из важнейших — деградация толщи мерзлых донных отложений сверху. Она обусловлена повышением среднегодовой температуры придонной воды на мелководьях. Исторические [История..., 1954], палеоклиматические [Наурзбаев и др., 2003] и гидрологические (наблюдения ААНИИ, начавшиеся в 1920-е гг.) данные дают основание утверждать, что в XVIII–XX вв. и вплоть до потепления 1930–1940-х гг. температура придонной воды на прибрежных мелководьях была отрицательной. После холодных 1960-х гг. в 1970-е гг. положительная температура инструментально фиксировалась только в мелководной Ванькиной губе (72° с.ш.) [Жигарев, Плахт, 1974] и вблизи устьев крупных рек [Молочушкин, 1969]. Однако у о-вов Ляховские и Анжу [Соловьев, 1981], в западной части моря Лаптевых и во всех других арктических морях, исключая Баренцево, в эти десятилетия температура воды в береговой зоне была ниже 0 °С [Арз, 2012].

Температура воздуха заметно начала повышаться в 1980-х гг. Наиболее высокая среднегодовая температура придонной воды на мелководьях зафиксирована в 1999–2009 гг. [Dmitrenko et al., 2011]. В этот период область ее положительных значений на акватории расширилась до 76° с.ш., распространившись также на мелководья в открытом море. Одновременно происходило углубление нижней границы зоны положительной температуры на мелководьях: от 7-метровой изобаты в 1970-х гг. до 10-метровой — в 2000-х гг.

Донные породы, если это не ЛК, обычно засолены. Засоленные дисперсные отложения оттаивают в спектре отрицательных значений температуры. Поэтому нижняя граница оттаивших (охлажденных) пород на мелководьях может находиться глубже изобаты 10 м. Существенно увеличивается также глубина летнего оттаивания в зоне существования припая (изобаты 0–2 м),

где температура замерзания—оттаивания пород вследствие их минерализации приобретает отрицательные значения. Интервал 2–10 м и более с температурой воды выше 0 °С в пределах подводных возвышенностей и подводного берегового склона — один из поставщиков терригенного материала для аккумуляции и формирования островов. Показателем этого процесса служат обширные поля взвеси, фиксируемые на позднелетних (август) космоснимках над Семеновским мелководьем, банками Опасная, Нерпа, Фигурина, а также вдоль побережий. В результате многолетнего оттаивания среднее значение ежегодного понижения кровли мерзлых пород за последние 30 лет варьирует от долей сантиметра до нескольких десятков сантиметров в год [Григорьев, 2017].

Другой поставщик талых осадков — термоабразия и термоденудация берегов. Результаты изучения отступления берегов Ляховских о-вов и южного берега пролива Дм. Лаптева по разновременным аэро- и космическим снимкам показывают, что с 1951 по 2000 г. под действием термоабразии и термоденудации было размыто 37,5 км² площади о. Бол. Ляховский и 19,0 км² материкового побережья. Скорость отступления составляла в среднем 3,2 м/год за период 1951–2000 гг. и 6,4 м/год за 2000–2013 гг. [Пижанкова, Добрынина, 2010; Пижанкова, 2016]. Двукратное ускорение отступления — следствие потепления климата, особенно активизировавшегося с середины 1990-х гг. Этому способствует увеличение продолжительности динамически активного безледного сезона, увеличение длины разгона волн и вероятности возникновения экстремальных штормовых нагонов. В последние три десятилетия в результате отступления берегов и многолетнего оттаивания толщи ММП ежегодно в море Лаптевых поступает 62 млн т осадков [Григорьев, 2017]. Указанное количество талых осадков, способных к перемещению и аккумуляции, весьма существенно. Этим и определяется смена размыва мелководий, происходившего в XVII–XX вв., на режим, когда наряду с выносом осадков в глубоководные части акватории имеет место современное осадконакопление на отмелях.

На Семеновском мелководье, где в районе Васильевской банки сформировался о. Яя, с 2000-х гг. вырабатывается аккумулятивный профиль равновесия. Об этом свидетельствует не только возникновение острова, но и участие наиболее крупной — песчаной — фракции осадков в его построении. Материал же взвесей пелитовой и алевроитовой размерности, как указано выше, увлекается на глубину. Им выстилается поверхность подводной аккумулятивной равнины, окружающей мелководье.

Подобный процесс, по нашему мнению, действует также в районах о. Наносный, других банок и островов моря Лаптевых. На месте прекратившей существование реликтовой банки Фигурина со

второй половины XX в. идет процесс аккумуляции современных песчаных осадков, который сопровождается их синкриогенезом.

Многолетнее сингенетическое промерзание новообразованных островов и банок — другой значимый для современного осадконакопления процесс, осуществляющийся не только в надводных, но и в субмаринных условиях. В последнем случае это происходит в зоне припая (интервал изобат 0–2 м), где сезонный лед смерзается с дном. Через смерзающийся с дном лед происходит глубокое кондуктивное выхолаживание донных пород. Оно настолько значительно, что среднегодовые значения температуры субмаринных ММП вблизи уреза характеризуются столь же низкими значениями, как и субэральные мерзлые породы. В 1970-е гг. в Ванькиной губе (72° с. ш.) они составляли –10...–12 °С [Катасонов, Пудов, 1972]. Многолетнее промерзание способствует консервации новообразованных банок.

В осадконакоплении принимают участие также ледовые процессы, на активность которых потепление не повлияло. Это аккумуляция в результате транспортной деятельности внутриводного и мутного льда, т.е. содержащего большое количество минеральных и органических включений, а также бульдозерное перемещение донных осадков вверх по подводному склону дрейфующими льдами под напором прижимных ветров. Считается, что бульдозерное перемещение — один из основных процессов, способствовавших образованию барьерных островов у берегов Аляски [Barnes et al., 1988; Kempema et al., 1989]. В ряде случаев осадконакопление может происходить в волновой или ветровой тени стамух, а также вокруг последних во время штормов, что произошло, по предположению А.Ю. Гукова [2014], при образовании о-ва Яя.

Торосы и стамухи играют также защитную роль для новообразованных форм рельефа, принимая на себя штормовые волнения и ледовые нагрузки со стороны моря. Образование мощных застамушенных многорядных барьеров, сидящих на глубине 4–5 м вдоль границы припая, происходит осенью и весной во время его формирования и разрушения соответственно [Огородов, 2011].

На застамушенных участках после схода стамух осадки могут быть опреснены, что облегчает их промерзание, если они не были мерзлыми [Жигарев, 1997]. В пределах участков их регулярного ежегодного формирования это обстоятельство способствует стабилизации мерзлого состояния пород, что, безусловно, благоприятствует осадконакоплению.

Выводы. 1. В пределах моря Лаптевых, относящегося к Хатангско-Лаптевоморской платформе, в течение XVII–XX вв. острова-реликты ледового комплекса, а позже банки, сформировавшиеся на их месте, размывались. На рубеже XX и XXI вв. на этих банках начинается осадконакопление с образованием островов.

2. Банки приурочены к локальным положительным морфоструктурам, отвечающим горстам в рифтовой системе моря Лаптевых. Осадконакопление на банках идет на фоне повышения уровня моря со скоростью 3 мм/год в связи с потеплением климата. Наиболее активно накопление осадков происходит в Восточно-Лаптевской зоне. Здесь оно поддерживается современным тектоническим поднятием, темп которого соизмерим со скоростью повышения уровня моря.

3. В пределах плиты Хатангско-Лаптевоморской платформы современное осадконакопление проявлено на Васильевской банке, где в 2013 г. зафиксирован о. Яя. Основную роль в осадконакоплении здесь, а также в Восточно-Лаптевской зоне играют современные ледовые условия, криогенные и гидродинамические процессы.

4. Влияние современных ледовых условий на седиментацию сказывается через отступление границы многолетних морских льдов к северу и рост продолжительности безледного, т.е. динамически активного сезона. Они существенно увеличивают

длину разгона волн и энергетическую мощь волнения.

5. Криогенные процессы, служат основным поставщиком материала для аккумуляции, его объем составляет десятки мегатонн в год. Это оттаявшие и оттаивающие донные породы на изобатах до 10 м и продукты термоабразивного разрушения берегов. В то же время многолетнее промерзание новообразованных банок в интервале изобат 0–2 м и островов способствует их стабилизации на месте образования.

6. Гидродинамические процессы «суммируют» результаты деятельности морского льда и криогенных процессов. Они позволяют вырабатывать на мелководьях аккумулятивный профиль равновесия и представляют собой итоговый морфолитогенетический процесс.

Благодарности. Авторы выражают благодарность А.А. Кучейко за полезную информацию, полученную с космоснимков Sentinel и Terra/MODIS, обсуждение и советы в ходе подготовки статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арз Ф.Э. Разрушение берегов арктических приморских низменностей. Новосибирск, Гео, 2012. 291 с.

Википедия — свободная энциклопедия: URL: [https://ru.wikipedia.org/wiki/Яя_\(остров\)](https://ru.wikipedia.org/wiki/Яя_(остров)) (дата обращения: 12.11.2019).

Второй оценочный доклад Росгидромета об изменении климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме. Росгидромет, 2014. URL: <https://cc.voeikovmgo.ru/ru/publikatsii/2016-03-21-16-23-52>.

Гаврилов А.В., Романовский Н.Н., Хуббертен Х.В., Романовский В.Е. Распространение островов — реликтов ледового комплекса — на Восточно-Сибирском арктическом шельфе // Криосфера Земли. 2003. Т. VII, № 1. С. 18–32.

Гаккель Я.Я. Наука и освоение Арктики: Л.: Морской транспорт, 1957. 132 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Листы S-51, Оленекский залив: S-52, дельта р. Лены. Объясн. записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Листы S-53, 54: о. Столбовой — Ляховские острова. Объясн. записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Литологическая карта поверхности дна акватории. Лист S-50, Усть-Оленек. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2017.

Григорьев М.Н. Исследование деградации многолетнемерзлых пород морей Восточной Сибири (по результатам экспедиций 2014–2016 гг.) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2017. Вып. 1. С. 89–96. URL: <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2017-0-1-89-96>.

Гуков А.Ю. Возрождение острова Васильевского // Природа. 2014. № 5. С. 70–73.

Дударев О.В., Чаркин А.Н., Шахова Н.Е. и др. Особенности современного морфолитогенеза на шельфе моря Лаптевых: Семеновское мелководье («Земля Васема») // Докл. РАН. 2015. Т. 462, № 2. С. 223–229.

Дударев О.В. Современный литоморфогенез на Восточно-Арктическом шельфе: Автореф. докт. дисс. Владивосток, 2016.

Жигарев Л.А., Плахт И.Р. Особенности строения, распространения и формирования субаквальной криогенной толщи // Проблемы криолитологии. Вып. IV. М.: Изд-во Моск.ун-та, 1974. С. 115–124.

Захаров В.С. Современные вертикальные движения земной коры // Современные глобальные изменения природной среды. Т. 1. М.: Научный мир, 2006. С. 626–643.

История открытия и освоения Северного морского пути. М.: Морской транспорт, 1954. 475 с.

Катасонов Е.М., Пудов Г.Г. Криолитологические исследования в районе Ванькиной губы моря Лаптевых // Мерзлотные исследования. Вып. XII. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1972. С. 130–136.

Клюев Е.В., Котюх А.А., Оленина Н.В. Картографо-гидрографическая интерпретация исчезновения в море Лаптевых островов Семеновского и Васильевского // Изв. Всесоюз. геогр. об-ва. 1981. Вып. 6. С. 485–492.

Кучейко А.А., Иванов А.Ю., Айнов К.В., Лисаченко Е.С. Обнаружение отмелей и малых островов в южной части моря Лаптевых по спутниковым данным // Земля из космоса. 2020. Вып. № 27. С. 50–60.

Лукина Н.В., Патык-Кара Н.Г., Соколов С.Ю. Нео-тектонические структуры и активные разломы шельфа // Геология и полезные ископаемые шельфов России (атлас) / Гл. ред. М.Н. Алексеев. М.: Научный мир, 2003. 278 с.

МГЭИК, 2014: Изменение климата: Обобщающий доклад. Вклад Рабочих групп I, II и III в Пятый оценочный доклад Межправительственной группы экспертов по изменению климата [основная группа авторов,

Р.К. Пачаури и Л.А. Мейер (ред.)). Женева: МГЭИК, 2014. 163 с.

Меркулов В.А., Ашик И.М., Тимохов Л.А. Тенденции многолетней изменчивости уровня моря на прибрежных станциях Северного Ледовитого океана // Проблемы Арктики и Антарктики. 2017. № 3(113). С. 51–65.

Молочушкин Е.Н. О характере теплообмена воды и донных пород в прибрежной зоне моря Лаптевых // Вопросы географии Якутии. Якутск, 1969. С. 121–126.

Мусатов Е.Е. Неотектоническая структура // Геология и полезные ископаемые России. Т. 5. Арктические и дальневосточные моря. Кн. 1. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 468 с.

Наурзбаев М.М., Ваганов Е.А., Сидорова О.В. Изменчивость приземной температуры воздуха на севере Евразии по данным тысячелетних древесно-кольцевых хронологий // Криосфера Земли. 2003. Т. VII, № 2. С. 84–91.

Никонов А.А. Голоценовые и современные движения земной коры. М.: Наука, 1977. 240 с.

Никонов А.А. Современные движения земной коры. Изд. 2-е, доп. М.: КомКнига, 2006. 192 с.

Огородов С.А. Роль морских льдов в динамике рельефа береговой зоны. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2011. 173 с.

Пижанкова Е.И. Современные изменения климата высоких широт и их влияние на динамику берегов района пролива Дмитрия Лаптева // Криосфера Земли. 2016. Т. XX, № 1. С. 51–64.

Пижанкова Е.И., Добрынина М.С. Динамика побережья Ляховских островов (результаты дешифрирования аэрокосмических снимков) // Криосфера Земли. 2010. Т. XVI, № 4. С. 66–79.

Попов С.В. Морские имена Якутии. Очерки по топонимии морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Якутск: Кн. изд-во, 1987. 168 с.

Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Тумской В.Е. и др. Термокарст и его роль в формировании прибрежной зоны шельфа моря Лаптевых // Криосфера Земли. 1999. Т. III, № 3. С. 79–91.

Семенов Ю.П. Условия образования донных отложений моря Лаптевых // Геология моря. Вып. 1. Л.: Изд-во НИИГА, 1971. С. 47–53.

Соловьев В.А. Прогноз распространения реликтовой субаквальной мерзлой зоны (на примере восточно-арктических морей) // Криолитозона арктического шельфа. Якутск: Изд-во ИМ СО АН СССР, 1981. С. 28–38.

Чаркин А.Н., Дударев О.В., Семилетов И.П., Шило И.Н. Современное состояние реликтовых банок на шельфе морей Восточно-Сибирского региона // Криогенные ресурсы полярных регионов / Мат-лы междунар. конф., Салехард, июнь 2007. Т. 1. Пушино, ОНТИ Пушкинского научного центра РАН, 2007. С. 184–186.

Чаркин А.Н., Дударев О.В., Шахова Н.Е. и др. Особенности формирования полей взвеси в морях Восточной Арктики // Докл. РАН. 2015. Т. 462, № 5. С. 595–600.

Barnes P.W., Rawlinson S.E., Reimnitz E. Coastal geomorphology of Arctic Alaska. A.T. Chen, C.B. Leidersdorf (eds): Arctic coastal processes and slope protection design // Amer. Soc. Civil Eng. N.Y., 1988. P. 3–30.

Dmitrenko I.A., Kirillov S.A., Bruno Tremblay L. et al. Recent changes in shelf hydrography in the Siberian Arctic: Potential for subsea permafrost instability // J. Geophys. Res.. 2011. Vol. 116. C10027. DOI:10.1029/2011JC007218, 2011

Kempema E.W., Reimnitz E., Barnes P.W. Sea ice sediment entrainment and rafting in the Arctic // J. Sediment. Petrol. 1989. Vol. 59, N 2. P. 308–317.

Поступила в редакцию 12.12.2019

Поступила с доработки 30.06.2020

Принята к публикации 12.10.2020

УДК 550.83.048

Я.И. Юсупов¹, Г.А. Калмыков²**ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ПОДГОТОВКА ДАННЫХ ГИС
ДЛЯ ГЕОМЕХАНИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ
НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КРАСНОЛЕНИНСКОГО СВОДА
(ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)***ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1**Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

Геомеханика — комплексная дисциплина, которая охватывает вопросы геологии, геофизики, петрофизики, механики и т.д. Построение цифровой геомеханической модели начинается с этапа сбора и загрузки данных. Этот этап закладывает основы для всей последующей работы. Для геомеханического моделирования базой будущего проекта является специальный комплекс ГИС, который в обязательном порядке должен включать АКШ, ГГК-П, кавернометрию, ГК, БК. На примере одного из месторождений Красноленинского свода показано решение задачи восстановления интервальных времен пробега продольных и поперечных волн, а также объемной плотности на основе различных подходов.

Ключевые слова: геомеханическое моделирование, упруго-прочностные свойства, Красноленинский свод, Западная Сибирь.

Geomechanics is a complex discipline that covers issues of geology, geophysics, petrophysics, mechanics, etc. Building a digital geomechanical model begins with audit input data. This stage lays the foundations for all subsequent work. For geomechanical modeling, the basis of the future project is a special logging complex, which must include DTP, DTS, RHOV, CALI, GR. In this paper, on the example of one of the deposits of the Krasnoleninsky arch, the solution to the problem of reconstructing the P-, S-waves slowness, as well as bulk density, is shown based on various approaches.

Key words: geomechanical modeling, elastic and strength properties, Krasnoleninsky arch, Western Siberia.

Исходные данные. Для выполнения работ по коррекции и восстановлению кривых были задействованы 12 скважин разведочного и эксплуатационного назначения. Запись ГИС проводилась в основном с использованием аппаратуры иностранного комплекса. На этапах петрофизического анализа задействованы методы кавернометрии (КВ); естественной гамма активности (ГК); нейтронного каротажа (2ННКТ); бокового каротажа (БК); многозондового индукционного каротажа (ИКЗ); акустического каротажа широкополосной модификации (АКШ); гамма-гамма каротажа, включая литоплотностную модификацию (ГГК-П и ГГК-ПЛ).

Редактирование и предварительная обработка данных ГИС. Обработка данных ГИС и расчет синтетических кривых проведены в поточечном варианте с использованием программного комплекса «ГеоПоиск». Этапы обработки кривых ГИС включают: 1) загрузку в обрабатывающую систему; 2) оценку качества и нормализацию; 3) увязку и сшивку; 4) загрузку в систему данных

корреляции продуктивных пластов (разбивка на стратиграфические зоны) и результатов обработки инклинометрии — кривых абсолютных значений глубины, результатов исследования керна; 5) приведение показаний 2ННКТ к единым значениям.

На предварительном этапе выполнялось сопоставление трендов кривых АК и данных ВСП по всей глубине скважин. Дополнительно было проведено сравнение и контроль значений АК и плотности с кернаграммами. Поскольку каротаж в скважинах записывался в основном в интервалах викуловских (ВК) и юрских (ЮК) отложений, сравнение кривых с кернаграммами выполнено отдельно для этих отложений. Корректированные по керну кривые в скважинах приняты за эталонные. Значения кривых остальных скважин контролировались путем сравнения гистограмм керна и эталонных кривых (рис. 1).

Корректировка данных акустического и плотностного методов. Показания методов ГИС в силу технологических причин и условий могут быть заметно искажены [Мейер, 1981]. Например, замеры

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, аспирант; ООО «Литосфера», руководитель проектов по геомеханике; e-mail: yan_yusupov@bk.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, профессор; e-mail: gera64@mail.ru

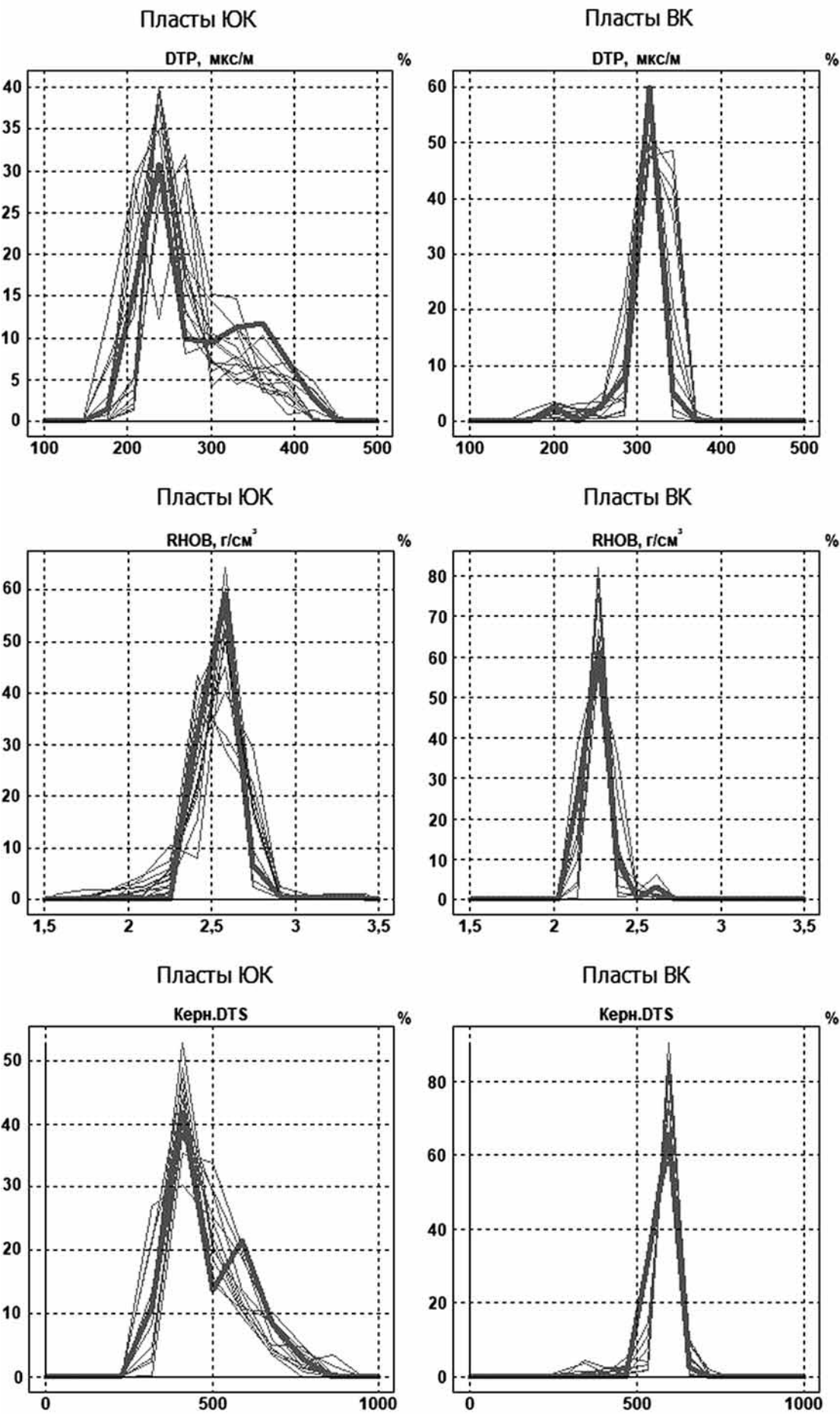


Рис. 1. Гистограммы каротажных и керновых значений АК и плотности в вукловских и юрских отложениях

ГГК-П искажаются за счет неплотного прижатия прибора к стенке скважины в интервалах каверн. Завышенные значения АК могут быть обусловлены пропуском первых вступлений, регистрируемых дальним приемником. Наличие Z-эффектов — искажение сигнала на границах каверн и неразмытой породы — часто отмечается на кривых АК. Все перечисленные искажающие факторы наблюдаются в разрезах исследуемых скважин.

Для геомеханического моделирования требуется непрерывная запись кривых АК и ГГК-П во всем интервале скважины. С целью создания непрерывной упругой характеристики геологического разреза в каждой скважине рассчитывались синтетические кривые этих методов, и на их основе проводилось исправление искаженных измеренных кривых либо их восстановление в случае отсутствия записи.

Наиболее распространенным и технически легко исполнимым является способ, основанный на коррекции искаженных участков записи путем их замены на значения АК или ГГКП, рассчитанные из показаний других методов, которые в меньшей степени подвержены влиянию скважинных условий.

На практике можно применять несколько подходов, позволяющих в той или иной степени скомпенсировать влияние неблагоприятных факторов на показания ГИС или восстановить недостающую информацию. Каждый из них имеет свои достоинства и недостатки, обладает определенными ограничениями и не может быть заявлен как универсальный метод без значительного количества граничных условий.

Следует отметить, что разрез Краснотенинского свода представлен сложной системой геологических объектов, отличающихся по литологическим, физическим, фильтрационно-емкостным, упругим-прочностным и другим свойствам пород. Так, по разрезу скважин наблюдается сложное распределение тренда плотности пород, который необходимо учитывать при настройке связей синтетических кривых.

Расчет синтетических кривых интервального времени продольной волны. Имеющийся комплекс ГИС в скважинах позволяет рассчитать синтетические кривые интервального времени продольной волны ДТР как минимум по двум методам — электрическому и нейтронному. Наибольшей популярностью пользуются способы пересчета с помощью универсальных эмпирических уравнений, адаптированных под конкретные геолого-геофизические условия, например, уравнение Фауста [Faust, 1953], связывающее показания электрических методов с интервальным временем пробега продольных волн:

$$\Delta T = \frac{C}{RT \cdot \text{Depth}}, \quad (1)$$

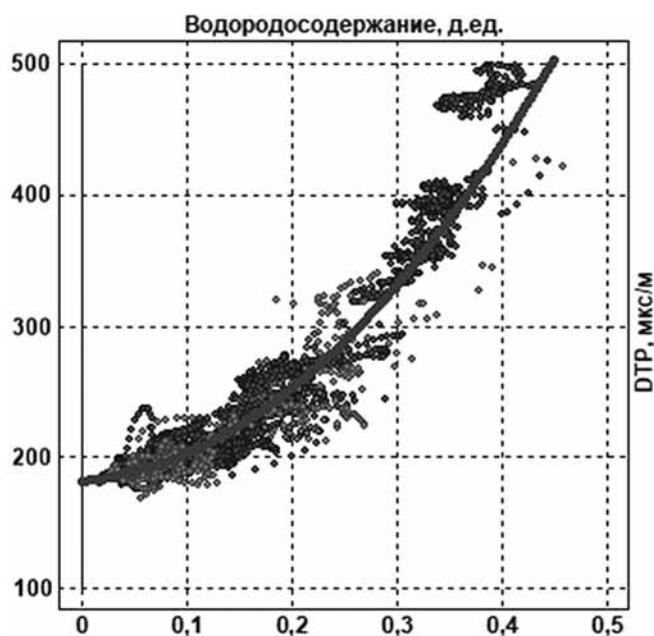


Рис. 2. Зависимость интервального времени от водородосодержания в интервалах викуловских и вышеележащих отложений

где $C=513,3$ — константа, RT — истинное удельное электрическое сопротивление породы, Depth — глубина замера (фут).

Недостаток применения уравнения Фауста для этой работы заключается в его низкой эффективности использования в интервале баженовской свиты. Получаемая синтетическая кривая интервального времени в указанном интервале имеет обратную характеристику. При этом кривая DTSINT в отложениях баженовской свиты вместо правомочного увеличения интервального времени, наоборот, уменьшается. Следует отметить, что в формуле Фауста (1) предусмотрен учет настраиваемой связи с изменением глубины. Таким образом, по уравнению возможно одновременно учитывать уплотнение пород с глубиной, однако положительный результат может быть при «нормальном» и равномерном изменении уплотнения пород. Кроме того, недостаток заключается в том, что для синтеза кривых АК по методу Фауста используется метод ИК. Использование УЭС по ИК может быть достаточно эффективным напротив мощных однородных пачек пород. В случае «листоватости» кероген-кремнисто-глинистых разностей баженовской свиты метод ИК не эффективен из-за низкой разрешающей вертикальной способности, в результате которой синтетические кривые ДТР получаются более сглаженными, чем реальные записанные кривые. Таким образом, для синтеза кривых интервального времени в баженовской свите электрические методы не применялись.

На основании вышеизложенного для синтеза кривых наиболее эффективным оказался комплексный подход с применением индивидуальных корреляционных связей АК и данных 2ННКТ,

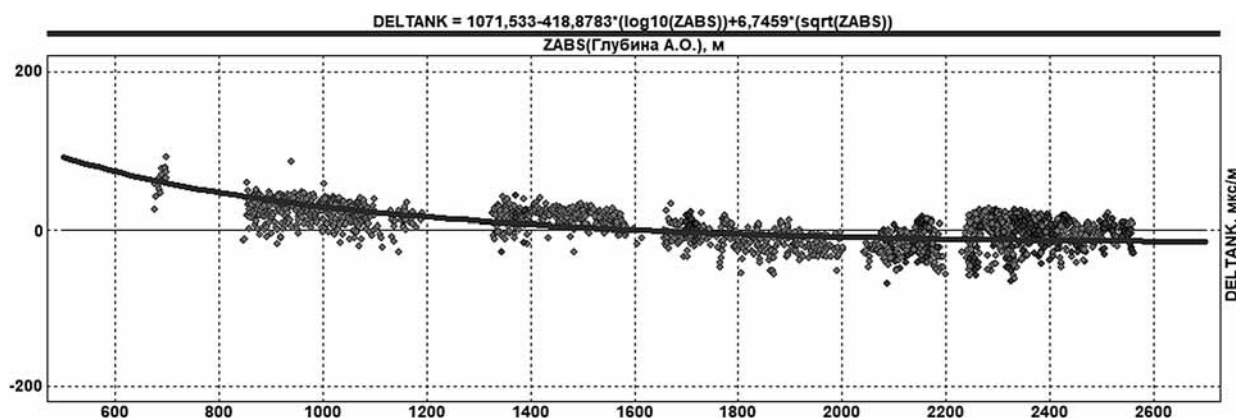


Рис. 3. Взаимосвязь между величиной ошибки (DELTANK) и глубиной (ZABS в А.О.)

выполненный в несколько этапов. На первом этапе настраивалась общая связь между АК и 2ННКТ (рис. 2) в достаточно «стабильных», с точки зрения распределения закона уплотнения в интервалах викуловских и вышележащих отложений. Получаемая синтетическая кривая (DTSINTNK0) принята как первое приближение по причине того, что не предусматривает ни характер уплотнения, ни литологические особенности пород других интервалов разреза.

Уравнение связи имеет следующий вид:

$$DTSINTK0 = 181,684 + 67,1084 \cdot TNPH + 1444,4143 \cdot TNPH^2 \quad (R=0,96), \tag{2}$$

где TNPH — водородосодержание пород по НК.

На следующем этапе проводилась оценка ошибки, возникающей из-за неучета закона уплотнения пород при расчете первого приближения синтетической кривой интервального времени. Сама ошибка в виде дискретной кривой рассчитывается как разница между DTSINTNK0 и оригинальной кривой интервального времени ΔT:

$$\Delta T_{NK} = DT_{norm} - DTSINTNK0, \tag{3}$$

где *DTnorm* — нормированная оригинальная кривая АК.

Непосредственный прогноз ошибки (рис. 3) в каждой скважине выполнялся путем ее расчета по сложной корреляционной связи $DEL TANK=f(ZABS)$ — глубина в А.О.).

Уравнение связи имеет вид:

$$\Delta T_{NK} = 1081,533 - 418,8783 \cdot (\log_{10}(ZABC)) + 6,8459 \cdot \sqrt{ZABC}. \tag{4}$$

Учет закона уплотнения пород в каждой скважине осуществлялся путем вычитания синтетической кривой (в зависимости от знака величины ошибки) из значений первого приближения:

$$DTSINTK1 = (1071,533 - 418,8783 \cdot (\log_{10}(ZABC)) + 6,7459 \cdot \sqrt{ZABC} + DTSINTK0. \tag{5}$$

Финальный расчет синтетической кривой интервального времени (DTSINTNK) выполнен с учетом литологических особенностей каждого пласта путем индивидуальной настройки связей $DTP=f(DTSINTNK1)$.

Таблица 1

Эмпирические уравнения расчета синтетической кривой интервального времени продольной волны по нейтронному методу DTSINTNK

Номер	Интервалы	Уравнения
1	викуловская свита	$DTSINTNK = 485,011 - 57883,5705 \cdot (1/(DTSINTNK1))$
2	баженовская свита, пачка ЮК0-1	$DTSINTNK = 301,9 + 0,2352 \cdot (DTSINTNK1)$
3	баженовская свита пачка ЮК0-2	$DTSINTNK = 159,8 + 0,5799 \cdot DTSINTNK1$
4	пласт ЮК1	$DTSINTNK = 89,26 + 0,5854 \cdot (DTSINTNK1)$
5	пласт ЮК2	$DTSINTNK = 92,46 + 0,6804 \cdot (DTSINTNK1)$
6	пласт ЮК3	$DTSINTNK = 54,71 + 0,8564 \cdot (DTSINTNK1)$
7	пласт ЮК4	$DTSINTNK = 12,3 + 1,017 \cdot (DTSINTNK1)$
8	пласт ЮК5	$DTSINTNK = 3,46 + 1,031 \cdot (DTSINTNK1)$
9	пласт ЮК6	$DTSINTNK = 119,6 + 0,5267 \cdot (DTSINTNK1)$
10	пласты ЮК7-10	$DTSINTNK = 47,75 + 0,8125 \cdot (DTSINTNK1)$
11	пласт ДЮК	$DTSINTNK = 46,06 + 0,7103 \cdot (DTSINTNK1)$

Следует отметить, что в результате отличия геофизических параметров интервал баженовской свиты разделен на две пачки. Верхняя пачка имеет повышенные плотность и интервальное время, низкие значения УЭС и высокую радиоактивность, в отличие от нижней пачки.

Ниже приведены уравнения зависимостей для каждого пласта (табл. 1).

Контроль значений синтетических кривых DTSINTNK реализован путем сопоставления их с записанными значениями DTP (рис. 4). Для сравнения использованы значения против ровных стенок скважин DS-DN≈0,005 м.

Расчет синтетических кривых плотностного метода ГГКП. Использование эмпирических уравнений Гарднера [Мейер, 1981] для восстановления кривой объемной плотности — способ, достаточно распространенный в практике. Уравнение имеет следующий вид:

$$\rho = A(V_p)^b,$$

(6)

где ρ — объемная плотность, V_p — скорость продольных волн, A и b — константы.

Предпосылка применения этого уравнения заключается в наличии связи между скоростью продольной волны и объемной плотностью. Однако необходимо отметить, что при определении плотности по уравнению никак не учитывается влияние изменения литологического состава. Это ограничение становится критичным при отсутствии значимой корреляции между скоростью и плотностью или служит более неблагоприятным обстоятельством, когда уменьшение скорости происходит при увеличении плотности. Предварительное применение этого уравнения на материалах скважин изучаемого месторождения показало, что использование эмпирических уравнений для

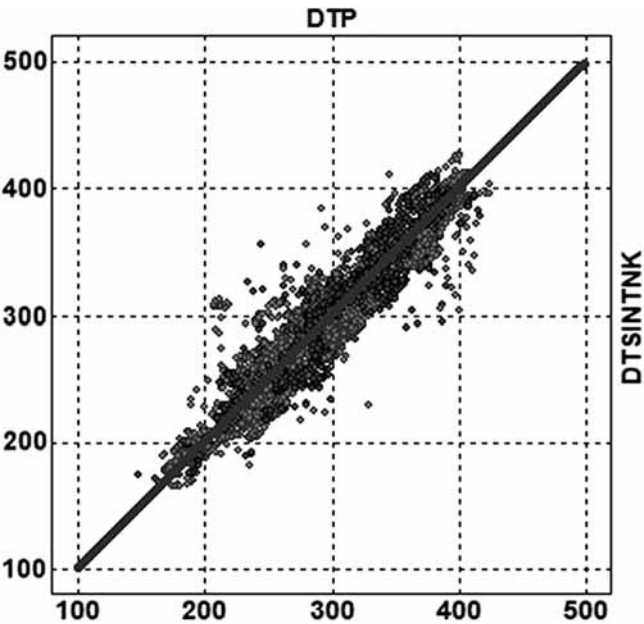


Рис. 4. Корреляция между синтетическими и записанными кривыми АК

расчета кривых ГГК-П оказалось неприемлемым, и при расчете необходимо учитывать влияние литологического состава, что привело к дополнительному анализу данных с целью поиска индивидуальных зависимостей для отдельных интервалов разреза (рис. 5). Ниже приведены уравнения зависимостей для каждой группы пластов (табл. 2).

Расчет синтетических кривых интервального времени поперечной волны $\Delta T(DTS)$. Оптимальным решением для расчета кривых интервального времени поперечной волны оказалось использование связи $DTS=f(DTP)$ и многомерной связи с привлечением интервального времени продольной волны и плотности. Все связи построены по значениям кривых, скорректированных за каверны. Ниже

Уравнения расчета синтетической кривой ГГКП

Таблица 2

Номер	Интервалы	Уравнения
1	вышележащие отложения	$RHOBSINT= 3,301 - 0,0686 \cdot (DTPCOR)^{0,5}+0,0002 \cdot ZABS$
2	викуловская свита	$RHOBSINT= -0,393 - 0,0534 \cdot (DTPCOR)^{0,5}+1,1620 \cdot \log_{10}(ZABS)$
3	баженовская свита (ЮК0-1)	$RHOBSINT=3,238 - 297,4937 \cdot (1/(DTPCOR))$
4	баженовская и абалакская свита (ЮК0-2 и ЮК1)	$RHOBSINT=1,470+293,1270 \cdot (1/(DTPCOR))$
5	юрские отложения (ЮК2 — ЮК6)	$RHOBSINT=3,739 - 0,0050 \cdot (DTPCOR)$
6	пласты ЮК7-ДЮК	$RHOBSINT=3,352 - 0,0036 \cdot (DTPCOR)$

Уравнения расчета синтетической кривой DTS

Таблица 3

Номер	Интервалы	Уравнения
1	вышележащие отложения	$DTSSINT=10^{(2,287+0,0016 \cdot (DTPCOR))}$
2	викуловская свита	$DTSSINT=10^{(2,037+0,0016 \cdot (DTPCOR)+0,6621 \cdot (\log_{10}(RHOBCOR)))}$
3	баженовская свита	$DTSSINT= 10^{(2,277+0,0015 \cdot (DTPCOR))}$
4	пласты ЮК1-ДЮК	$DTSSINT=10^{(1,853+0,0020 \cdot (DTPCOR)+0,7301 \cdot (\log_{10}(RHOBCOR)))}$

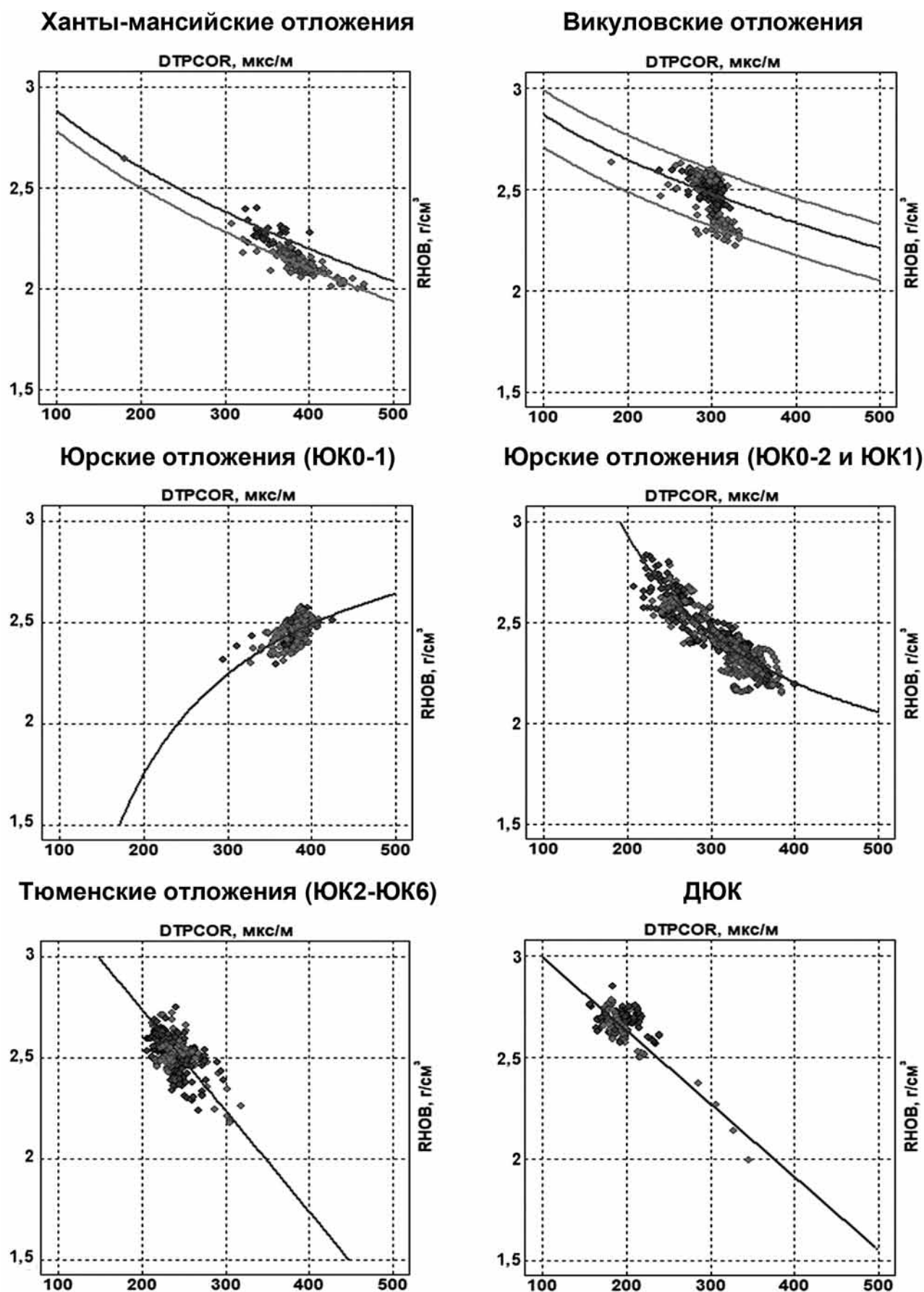


Рис. 5. Корреляция между интервальным временем пробега продольных волн и плотностью

приведены уравнения зависимостей для каждой группы пластов (табл. 3).

Значения синтетических кривых DTSSINT контролировались на основании сопоставления их с записанными значениями DTS (рис. 6). Для сравнения использованы значения против ровных стенок скважин $DS-DN \approx 0,005$ м.

Заключение. Разрез Красноленинского свода представлен сложной системой геологических объектов, отличающихся по литологическим, фильтрационно-емкостным, упруго-прочностным и другим свойствам. При построении геомеханической модели для этого разреза необходимо учитывать индивидуальные особенности каждого объекта. От корректности геомеханической модели зависит правильный подбор безопасной плотности бурового раствора, дизайн трещин гидроразрыва, определение зон неустойчивости и т.д. В основе моделирования лежит специальный комплекс ГИС (АКШ, кавернометрия и т.д.), который записывается не во всех скважинах на месторождении, а если и записывается, то не по всему разрезу.

В рамках нашей работы разработана максимально адаптированная к имеющимся геолого-геофизическим условиям Красноленинского свода методика восстановления кривых АК и ГГК-П, которая опробована на 12 скважинах с отбором керна и записью АКШ в продуктивной части. Новая методика включает несколько итераций: 1) обязательную сшивку, нормировку и корректировку по керну кривых ГИС; 2) синтезирование кривых плотности, интервального времени пробега про-

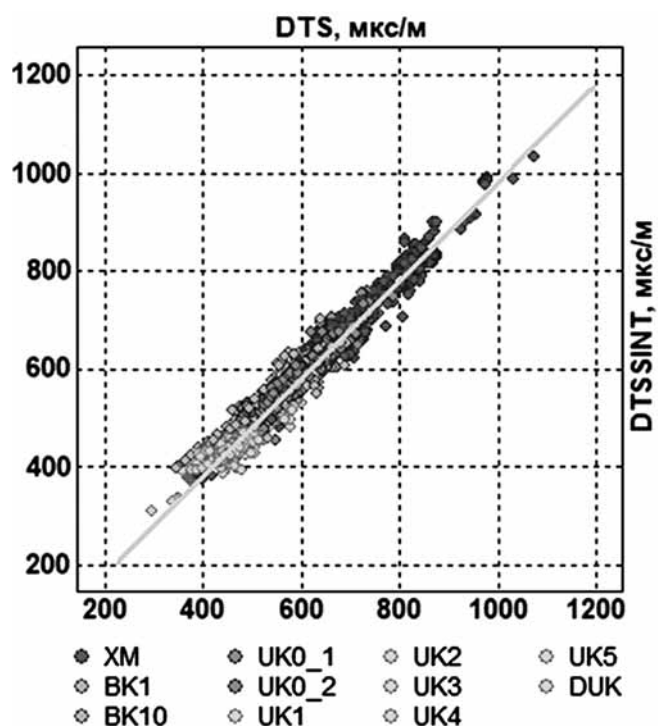


Рис. 6. Корреляция между синтетическим и записанным интервальным временем пробега поперечных волн

дольных и поперечных волн с учетом уплотнения отдельно по каждому объекту разработки (ДЮК, тюменская свита, бажено-абалакский комплекс, фроловская и викуловская свиты) и вмещающим породам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Мейер В.А. Геофизические исследования в скважинах: Учебное пособие. Л.: Издательство ЛГУ, 1981.

Faust L. Y. A velocity function including lithologic variation // Geophysics. 1953. Vol. 18. P. 271–288.

Gardner G.H.F., Gardner L.W. Formation velocity and density: The diagnostic basics for stratigraphic traps // Geophysics. 1974. Vol. 39, N 6.

Поступила в редакцию 22.04.2019

Поступила с доработки 15.01.2020

Принята к публикации 12.10.2020

УКАЗАТЕЛЬ СТАТЕЙ И МАТЕРИАЛОВ, ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЖУРНАЛЕ В 2020 г.

	№	С.
Аверкина Т.И. Песчаные грунты дочетвертичных континентальных формаций России	5	92
Агibalов А.О., Зайцев В.А., Сенцов А.А. Выделение активных докембрийских морфоструктур Северного Приладожья по комплексу геолого-геоморфологических данных.	4	64
Бордунов С.И., Дмитриева Т.В., Фрегатова Н.А. Вопросы стратиграфии кайнозоя Западной Камчатки и этапы развития палеосообществ фораминифер.	5	17
Бричева С.С., Модин И.Н., Панин А.В., Ефремов К.Д., Матасов В.М. Строение четвертичных отложений в долине верхнего Днепра по данным изучения комплексом геофизических методов ..	3	104
Бычкова Я.В., Стародымова Д.П., Шайхутдинова К.В., Дягилева Д.Р., Семернин М.А., Декунова Е.М., Николаева И.Ю., Бычков А.Ю. Особенности химической подготовки проб донных отложений для мультиэлементного анализа методом ИСП-МС	4	45
Воробей С.С., Гаранин В.К., Минервина Е.А., Посухова Т.В., Ся Вэйшен. Минералогические и геохимические особенности мантийных ксенолитов из алмазоносных кимберлитов Китая и Якутии	1	21
Гаврилов А.В., Пижанкова Е.И. Роль криогенных процессов в осадконакоплении на мелководьях моря Лаптевых	6	95
Гвозденко Т.А., Бакшеев И.А., Герасимова Е.И., Ханин Д.А., Червяковская М.В., Яп-скурт В.О. Новые данные о химическом составе литиевых слюд из гранитных пегматитов Мурзинского массива (Средний Урал)	3	81
Герасимов В.Ю., Снежко В.А., Мозар Д., Письменный А.Н., Энна Н.Л., Ульянов А.А. Цирконометрия и термохронология мигматизированных гнейсов гондарайского метаморфического комплекса Большого Кавказа	4	30
Груздев А.И., Бобачев А.А., Шевнин В.А. Определение области применения бесконтактной технологии метода сопротивлений	5	100
Гущина М.Ю., Моисеев А.В., Тучкова М.И. Познеюрско-раннемеловые песчаники алганской свиты: состав, происхождение, источники сноса (северо-запад Корякского нагорья)	6	48
Дедюлина Е.А., Василевский П.Ю., Поздняков С.П. Чувствительность расчетов инфильтрационного питания к параметру связности пор зоны аэрации	1	81
Дергачев А.Л. Роль и значение минерально-сырьевого комплекса для национальных экономик: твердые полезные ископаемые	3	3
Дубинин Е.П., Кохан А.В., Лейченков Г.Л., Шайхуллина А.А. Тектоническое строение и эволюция южной части центрального сектора Индийского океана	1	3
Дубинин Е.П., Шайхуллина А.А., Булычев А.А., Лейченков Г.Л., Максимова А.А. Строение тектоносферы краевых зон плато Кергелен по геолого-геофизическим данным	3	12
Евдокимов Н.В., Жемчугова В.А. Раннепермские органогенные постройки севера Тимано-Печорского бассейна	3	57
Жемчугова В.А., Маслова Е.Е. Вторичная доломитизация как фактор, определяющий коллекторские свойства нижнедевонских отложений восточного борта Хорейверской впадины (Тимано-Печорский нефтегазоносный бассейн)	3	47
Жуков Н.Н., Никишин А.М., Петров Е.И., Фрейман С.И. Рифтовые системы Восточно-Сибирской континентальной окраины	5	3
Исакова Т.Г., Дьяконова Т.Ф., Носикова А.Д., Савченко Д.С., Коробова Н.И., Сауткин Р.С., Калмыков А.Г., Калмыков Г.А. Новые представления о модели коллектора викуловской свиты Красноленинского месторождения (Западная Сибирь)	3	66
Ивлева Е.А., Алехин Ю.В., Макарова М.А. Анализ особенностей поведения мембранных трековых фильтров в процессе эксплуатации	2	71
Капустин В.В., Чуркин А.А. Применение динамических атрибутов акустического сигнала для оценки контакта свай с вмещающими грунтами	3	126
Каюкова Е.П., Барабошкина Т.А., Филимонова Е.А. Гидрогеохимические особенности подземных вод бассейна р. Бодрак (Качинское поднятие Горного Крыма)	4	55
Киреев Л.А., Копаевич Л.Ф., Матуль А.Г. Позднечетвертичная палеоокеанология Норвежского моря на основе анализа бентосных фораминифер	2	34
Короновский Н.В., Мышенкова М.С. Формирование и генезис риолитовой толщи Верхнекемского нагорья (Северный Кавказ)	4	3
Кошурников А.В. Основы комплексного геокриолого-геофизического анализа для исследования многолетнемерзлых пород и газогидратов на арктическом шельфе России	3	116

	№	С.
Краснобаев А.А., Вализер П.М., Медведева Е.В., Немов А.Б., Перчук А.Л. U-Pb возраст цирконов и метаморфизм пород вишневогорской толщи (Южный Урал)	2	51
Краснова А.В., Ростовцева Ю.В. Бокситовые породы-коллекторы зоны контакта палеозойских и мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты	6	39
Кутукова Н.М., Шустер В.Л. Современные методы изучения неоднородного строения сложнопостроенных карбонатных резервуаров и эрозионных выступов фундамента	6	88
Липатникова О.А., Лубкова Т.Н., Коробова Н.А. Формы нахождения микроэлементов в воде и донных отложениях Пироговского водохранилища	6	59
Липатникова О.А., Лубкова Т.Н., Хавина Е.М. Гидрохимическая характеристика водных объектов канала имени Москвы и Волго-Балтийской системы	6	69
Макеев В.М., Макарова Н.В., Суханова Т.В. Деформации глубинных слоев земной коры Восточно-Европейской платформы	5	25
Малютин Ю.А. Особенности моделирования зон минерализации по геологоразведочным данным	5	45
Мамедов В.И., Чаусов А.А., Макарова М.А. Возможность механогенно-осадочного образования бокситов высокого качества	2	80
Меренкова С.И., Серегина И.Ф., Габдуллин Р.Р., Ростовцева Ю.В., Большов М.А. Реконструкция палеосолёности и батиметрии Еникальского пролива в восточной части океана Паратетис в сарматское время по геохимическим данным	3	37
Модин И.Н., Ерохин С.А., Красникова А.М., Шоркунов И.Г., Шевченко В.А., Скобелев А.Д. Геофизические исследования не выраженного на поверхности средневекового некрополя Шекшово-9 (Суздальское Ополье)	6	3
Нагорная Е.В., Бакшеев И.А., Аносова М.О., Комарова М.М., Хабибуллина Ю.Н., Япаскерт В.О., Козионов А.Е., Волкова М.М. Шеелит золоторудного месторождения Кекура (Западная Чукотка): примесные элементы и флюидные включения	1	51
Немченко Е.И., Липатникова О.А., Демина Л.Л., Кравчишина М.Д., Лубкова Т.Н. Распределение элементов в вертикальном разрезе донных отложений Черного моря	1	60
Никишин А.М., Романюк Т.В., Московский Д.В., Кузнецов Н.Б., Колесникова А.А., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М. Верхнетриасовые толщи Горного Крыма: первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов	2	18
Никулин И.И., Коробков И.Г., Самсонов А.А. Реконструкция условий формирования пирокластических образований на восточной окраине Тунгусской синеклизы для прогнозных построений при алмазопроисловых работах	6	31
Питьева К.Е. Перспективы нефтегазоносности рифейских отложений Сибири по гидрогеологическим данным (на примере Куюмбинской структуры)	3	89
Попов С.С., Шилова Г.Н., Хотылев А.О. Область распространения и условия формирования лёссов Южного Урала	6	16
Ростовцева Ю.В., Коиавя К.П., Рыбкина А.И. Циклостратиграфические исследования отложений конкского региояруса Восточной Грузии (Куринский прогиб)	5	35
Савенко А.В., Савенко В.С., Покровский О.С. Микроэлементы в водах родников Москвы ...	1	69
Симонов Д.А., Захаров В.С., Гильманова Г.З., Диденко А.Н. Новейшие вертикальные движения Южного Сихотэ-Алиня и характеристики самоподобия гидросети региона	3	25
Спиридонов Э.М., Беляков С.Н., Коротаева Н.Н., Егоров К.В., Иванова Ю.А., Наумов Д.И., Серова А.А. Меньшиковит $Pb_3Ni_2As_3$ и ассоциирующие минералы сульфидных руд на восточном фланге Октябрьского месторождения (Норильское рудное поле)	4	22
Сивкова Е.Д., Сауткин Р.С. Оценка качества коллекторских свойств и перспективы нефтегазоносности непского горизонта в Лено-Тунгусском бассейне	1	42
Скопенко Н.ф., Красоткин С.И., Галкин А.С., Ширококов В.Н., Кривицкий В.А., Старостин В.И. Первое применение нейтронной съемки геоэлектрическими методами на эталонных трубках Зимнебережного алмазонасного района	2	3
Сначёв А.В., Латыпов Ф.Ф., Сначёв В.И., Рассомахин М.А., Кошуг Д.Г., Вяткин С.В. Сиратурское месторождение золота в углеродистых отложениях офиолитовой ассоциации (Южный Урал)	5	64
Сначёв А.В., Сначёв В.И., Романовская М.А. Геология, условия образования и рудоносность Тургоякского гранитного массива и углеродистых отложений его западного обрамления (Южный Урал)	1	12
Спиридонов Э.М., Кривицкая Н.Н., Брызгалов И.А., Коротаева Н.Н., Кочетова К.Н. Флюэппит $Pb_3Sb_8S_{15}$ вулканогенно-плутоногенного месторождения золота Дарасун (Восточное Забайкалье)	5	71
Судакова М.С., Владов М.Л. Результаты экспериментального исследования акустических свойств водонасыщенного песка в интервале температуры от -29 до $+20$ °C	2	89

	№	С.
Тевелев А.В., Борисенко А.А., Ерохина М.И., Попов С.С., Кошелева И.А., Гатовский Ю.А. Признаки полихронных деформаций в микроструктурах пород Катавско-Юрюзанской зоны транс-прессии (Южный Урал)	4	13
Уварова А.В., Комаров И.А., Исаев В.С., Тюрин А.И., Болотюк М.М. Динамика параметров слоя сезонного промерзания	2	63
Фяйзуллина Р.В., Кузнецов Е.В., Салаватова Д.С. Адсорбция ртути из водного раствора на синтетическом кремнийорганическом сорбенте	3	75
Харитонов Н.А., Лямина Л.А., Челноков Г.А., Брагин И.В., Карабцов А.А., Тарасенко И.А., Накамура Х., Иватори Х. Химический и изотопный состав азотных термальных вод месторождения Кульдур (ЕАО, Россия)	5	77
Хименков А.Н., Кошурников А.В., Соболев П.А. Фильтрация газа в мерзлых грунтах	3	97
Челноков Г.А., Харитонов Н.А., Брагин И.В., Асеева А.В., Бушкарева К.Ю., Лямина Л.А. Геохимия редкоземельных элементов в водах и вторичных минеральных отложениях термальных источников Камчатки	1	88
Чэнь Чжидань, Короновский Н.В. Активные современные разломы западного сегмента гор Цилиан (Северный Тибет)	2	9
Шелепов В.В., Тюкавкина О.В. Геофизические методы определения коллекторских свойств сложнопостроенных ниже-среднеюрских залежей в пределах месторождений Широтного Приобья ..	1	37
Ши Сюйдун. Регенерационное железное оруденение на месторождении Сишимэнь (северо-восток Китая)	1	28
Шпуров И.В., Черепанов В.В., Афанасьев В.С. Выделение интервалов разреза, перспективных на поиски газа, в верхнемеловых глинистых отложениях севера Западной Сибири (на примере Медвежьего месторождения газа)	6	77
Юсупов Я.И., Калмыков Г.А. Петрофизическая подготовка данных ГИС для геохимического моделирования на примере месторождения Краснотенинского свода (Западная Сибирь)	6	103
Ян Хоуцян, Соболева Е.В. Юрские нефтегазоматеринские породы углеводородных флюидов залежей в восточной части впадины Фукан (Джунгарский нефтегазоносный бассейн)	5	55

Краткие сообщения

Алёшкин М.В. Методика подавления повторных пульсаций пневмоисточника в морской сейсморазведке на мелководье	2	99
Савенко А.В., Савенко В.С. Закономерности выщелачивания фтора из горных пород органическими кислотами	4	71
Свистунов В.В. Особенности рудно-метасоматической зональности участка Свобода Малмыжского золото-медно-порфирового месторождения	4	76
Хао Юэсян, Шарданова Т.А., Хуан Чунсин. Литолого-геохимическая характеристика граптолитовых сланцев нижнего силура (платформа Янцзы, КНР)	4	81
Хлебникова О.А., Терёхина Я.Е. Новые объекты в разрезе восточной котловины Черного моря по 3D сейсмическим данным	3	138
Шмурак Д.В. Определение параметра поглощения при сейсмоакустических исследованиях в скважинах для оценки распределения неоднородностей в искусственных грунтах	4	87

История науки

Сывороткин В.Л. Итоги 25-летней работы Междисциплинарного научного семинара-конференции геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова «Система планета Земля»	4	92
---	---	----

Рецензия

Еремин Н.Н., Аксенов С.М. Рецензия на учебное пособие по кристаллографии	5	107
--	---	-----

Некролог

Марфунин Арнольд Сергеевич	5	110
----------------------------------	---	-----

УЧРЕДИТЕЛИ:

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова;
геологический факультет МГУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Д.Ю. ПУЩАРОВСКИЙ — **главный редактор**, доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАН
Е.А. ВОЗНЕСЕНСКИЙ — **зам. главного редактора**, доктор геолого-минералогических наук, профессор
Р.Р. ГАБДУЛЛИН — **ответственный секретарь**, кандидат геолого-минералогических наук, доцент
И.М. АРТЕМЬЕВА — профессор Университета Копенгагена, Дания
А.Б. БЕЛОНОЖКО — профессор Университета Стокгольма, Швеция
М.В. БОРИСОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. БРУШКОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.А. БУЛЫЧЕВ — доктор физико-математических наук, профессор
М.Л. ВЛАДОВ — доктор физико-математических наук, профессор
Т.В. ГЕРЯ — профессор Швейцарского Федерального технологического университета (ETH Zurich)
М.С. ЖДАНОВ — профессор Университета Солт-Лейк-Сити, США
Н.В. КОРОНОВСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
Д.Г. КОЩУГ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. ЛОПАТИН — доктор биологических наук, профессор
А.М. НИКИШИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.Р. ОГАНОВ — профессор Университета Стони-Брук, США
А.Л. ПЕРЧУК — доктор геолого-минералогических наук
Ю.В. РОСТОВЦЕВА —
С.П. ПОЗДНЯКОВ — доктор геолого-минералогических наук
В.И. СТАРОСТИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. СТУПАКОВА — доктор геолого-минералогических наук, доцент
В.Т. ТРОФИМОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
И.В. ШПУРОВ — доктор технических наук

Редактор **А.Е. ЛЮСТИХ**

Адрес редакции:

e-mail: vmu_red@mail.ru

Журнал зарегистрирован в Министерстве печати и информации РФ.

Свидетельство о регистрации № 1552 от 14 февраля 1991 г.

Подписано в печать 08.12.2020. Формат 60×90¹/₈.

Бумага офсетная. Гарнитура Таймс.

Усл. печ. л. 14,0. Уч.-изд. л. . Тираж экз.

Изд. № 11479. Заказ

119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, д. 1, стр. 15

(ул. Академика Хохлова, 11)

Тел.: (495) 939-32-91; e-mail: secretary@msupublishing.ru

ISSN 0201-7385
ISSN 0579-9406

ИНДЕКС 70995 (каталог “Роспечать”)
ИНДЕКС 34114 (каталог “Пресса России”)