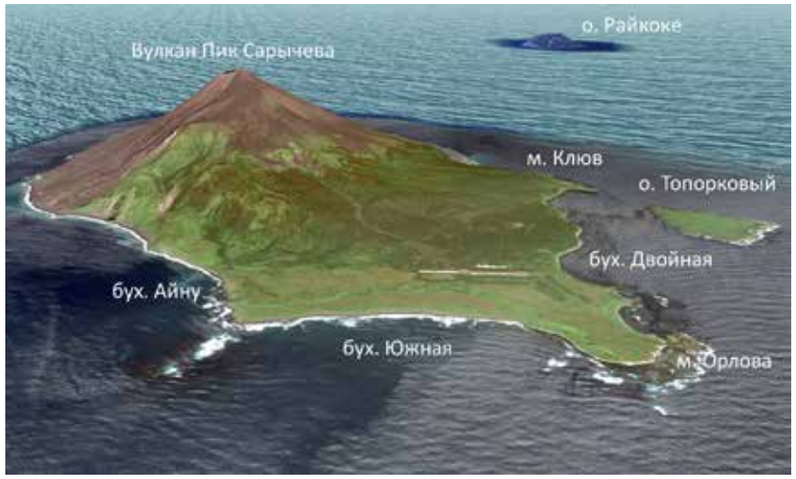
ОСТРОВ МАТУА

(комплексные географические исследования
вулканического островного ландшафта)



Небольшой остров Матуа площадью 52,1 км^2 относится к группе Центральных Курильских островов, отличается труднодоступностью, своеобразной природой и окружен ореолом легенд. Здесь расположен один из самых активных современных курильских вулканов, Пик Сарычева – именно поэтому остров хорошо известен ученым-вулканологам. На острове в период Второй мировой войны находилась японская военная база – остатки объектов военной инфраструктуры сохранились до настоящего времени. В 2016–2017 гг. Русское географическое общество и Тихоокеанский флот ВМФ России провели здесь две комплексные научные экспедиции. В представленной монографии обобщены результаты этих исследований, по итогам которых Матуа можно считать наиболее изученным с географической точки зрения среди всех островов Курильской гряды.

ISBN 978-5-98797-277-9
9 785987 972779 >

ОСТРОВ МАТУА

А. Н. Иванов, И. А. Авессаломова, Ю. Р. Беляев,
Н. Н. Луговой, А. И. Моисеев, А. В. Савенко,
Т. И. Хисматуллин, С. Ф. Хохлов

ОСТРОВ МАТУА

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ИМЕНИ М.В.ЛОМОНОСОВА
ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ
РУССКОЕ ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО

**А. Н. Иванов, И. А. Авессаломова, Ю. Р. Беляев,
Н. Н. Луговой, А. И. Моисеев, А. В. Савенко,
Т. И. Хисматуллин, С. Ф. Хохлов**

ОСТРОВ МАТУА

(комплексные географические исследования вулканического островного ландшафта)

Ответственный редактор
А. Н. Иванов

Paulsen
Москва 2020

УДК 910.4
ББК 26.89
О77

АВТОРЫ:
Иванов А. Н. *(предисл., гл. 1, 3, 5–9, прил. 4)*, Авессаломова И. А. *(гл. 6, 8, прил. 6)*,
Беляев Ю. Р. *(гл. 2, 7, 8, прил. 1)*, Луговой Н. Н. *(гл. 2, 7, 8, прил. 2, 10, 11)*,
Моисеев А. И. *(гл. 5, прил. 4)*, Савенко А. В. *(гл. 6)*, Хисматуллин Т. И. *(гл. 7, прил. 8, 9)*,
Хохлов С. Ф. *(гл. 4, 8, прил. 3)*.

РЕЦЕНЗЕНТЫ
Чл.-корр. РАН, д. г. н. К. Н. Дьяконов
К. г. н. М. Ю. Лычагин

Печатается по решению ученого совета географического факультета МГУ имени М.В.Ломоносова

О77 **Остров Матуа (комплексные географические исследования вулканического островного ландшафта) :** монография / отв. ред. А. Н. Иванов. – Москва : Паулсен, 2020. – 272 с., ил.

ISBN 978-5-98797-277-9

Русское географическое общество и Тихоокеанский флот ВМФ России в 2016–2017 гг. провели две комплексные экспедиции на остров Матуа (Курильская гряда), в которых приняли участие ученые географического факультета МГУ имени М. В. Ломоносова, а также Института географии РАН и Почвенного института имени В. В. Докучаева РАН. В представленной монографии обобщены результаты научных исследований, по итогам которых Матуа можно считать самым изученным с географической точки зрения среди всех островов Курильской гряды. Особую научную ценность представляет серия из 11 тематических карт острова Матуа и острова-сателлита Топорковый. Книга содержит также около 150 цветных фотографий, иллюстрирующих разные грани островной природы.

Издание предназначено для специалистов в области физической географии, студентов и аспирантов разных географических направлений, краеведов.

УДК 910.4
ББК 26.89

Публикация осуществлена при финансовой поддержке Всероссийской общественной организации «Русское географическое общество» (проект № 29/2020-Р)

Фото на обложке: А. Н. Иванов

© Русское географическое общество
© А. Н. Иванов, И. А. Авессаломова, Ю. Р. Беляев, Н. Н. Луговой, А. И. Моисеев, А. В. Савенко, Т. И. Хисматуллин, С. Ф. Хохлов

ISBN 978-5-98797-277-9

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 6

ГЛАВА 1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСТРОВА
(А. Н. Иванов) 8

Географическое положение 9
Основные особенности природы 9
История освоения 15

ГЛАВА 2. ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ
(Ю. Р. Беляев, Н. Н. Луговой) 22

Структурно-тектоническое положение острова 23
Рельеф 26
Общее описание 26
Вулканический и вулкано-тектонический рельеф 27
Прибрежно-морской рельеф 48
Селевой и флювиальный рельеф 61
Прочие типы рельефа и формы моделировки поверхности 67
Динамика берегов острова за последние 100 лет 72

ГЛАВА 3. КЛИМАТ И ПРИРОДНЫЕ ВОДЫ
(А. Н. Иванов) 84

ГЛАВА 4. ПОЧВЫ
(С. Ф. Хохлов) 94

Почвенный покров и классификация островных почв 95
Характеристика основных почвенных горизонтов 102

ГЛАВА 5. ЛАНДШАФТЫ И РАСТИТЕЛЬНЫЙ ПОКРОВ
(А. Н. Иванов, А. И. Моисеев) 114

Ландшафтная структура 115
Ландшафтное разнообразие и его изменение под влиянием извержений вулкана 133
Беллигеративно-вулканический ландшафт острова 137
Растительный покров 141

ГЛАВА 6. ГЕОХИМИЯ ЛАНДШАФТОВ
(И. А. Авессаломова, А. Н. Иванов, А. В. Савенко) 150

Ландшафтно-геохимическая организация 152
Биогеохимические особенности ландшафтов 163
Водная миграция химических элементов в ландшафтах 177

ГЛАВА 7. ОПАСНЫЕ ПРИРОДНЫЕ ПРОЦЕССЫ
(Ю. Р. Беляев, А. Н. Иванов, Н. Н. Луговой, Т. И. Хисматуллин) 194

Вулканическая опасность 195
Селевая опасность 199
Лавинная опасность 206
Опасные природные процессы в береговой зоне 208

ГЛАВА 8. ОСТРОВ-САТЕЛЛИТ ТОПОРКОВЫЙ
(И. А. Авессаломова, Ю. Р. Беляев, А. Н. Иванов, Н. Н. Луговой, С. Ф. Хохлов) 220

ГЛАВА 9. ТОПОНИМИКА ОСТРОВА МАТУА
(А. Н. Иванов) 232

Приложения. Карты островов Матуа и Топорковый 237
1. Геоморфологическая карта *(Ю. Р. Беляев)* 238
2. Карта морфогенетических типов берегов *(Н. Н. Луговой)* 240
3. Почвенная карта *(С. Ф Хохлов)* 242
4. Ландшафтная карта *(А. Н. Иванов, А. И. Моисеев)* 244
5. Карта растительности *(В. Н. Крайнов)* 246
6. Ландшафтно-геохимическая карта *(И. А. Авессаломова)* 248
7. Карта вулканоопасности *(А. В. Дегтерев)* 250
8. Карта селевой опасности *(Т. И. Хисматуллин)* 252
9. Карта лавинной опасности *(Т. И. Хисматуллин)* 254
10. Карта цунамиопасности *(Н. Н. Луговой)* 255
11. Карта опасных процессов в береговой зоне *(Н. Н. Луговой)* 256

Список латинских названий растений 258

Аббревиатуры, использованные в тексте 260

Список использованных источников 261
Печатные издания 261
Электронные ресурсы 269
Фондовые материалы 269

Сведения об авторах 270

Авторы и источники иллюстраций 271

ПРЕДИСЛОВИЕ

Огромное географическое пространство России изучено крайне неравномерно. Там, где исторически сложились крупные научные и образовательные центры – Москва, Санкт-Петербург, Воронеж, Калининград, Томск, Иркутск и др., природа, население и хозяйство этих регионов исследованы подробно как в отношении отдельных компонентов ландшафта, так и в целом природных и природно-антропогенных геосистем. Мощный импульс географическому и геоэкологическому изучению территорий придает освоение ресурсов новых регионов, на что государством целенаправленно всегда выделялись значительные финансовые средства. Так было с проблемой перераспределения части стока северных рек на юг, с освоением целинных и залежных земель Казахстана, со строительством Байкало-Амурской магистрали, освоением нефтяных и газовых месторождений Западной Сибири.

В современный период одним из таких перспективных регионов могут стать Курильские острова, геополитическое и военно-стратегическое значение которых весьма велико, а природно-ресурсный потенциал используется недостаточно. Вместе с тем изученность Курильских островов с географической точки зрения далеко не всегда позволяет решать задачи по их освоению.

Остров Матуа – один из самых известных и вместе с тем один из самых загадочных островов нашей страны. Располагаясь в центральной части Курильской островной дуги, вдали от основных очагов цивилизации, остров выделяется труднодоступностью, своеобразной природой и окружен ореолом множества легенд.

В научном отношении о. Матуа известен вулканологам, поскольку на нем находится вулкан Пик Сарычева – один их самых активных курильских вулканов в современную эпоху. После окончания Второй мировой войны и возвращения Курильских островов под юрисдикцию СССР на острове работал целый ряд экспедиций, установивших, в частности, что вулкан Пик Сарычева – очень молодой в геологическом масштабе времени (его возраст – всего около 500 лет), что он возник в кальдере более древнего плейстоценового вулкана Матуа и продолжает активно развиваться в настоящее время. Однако широкий общественный интерес к о. Матуа появился после серии экспедиций на остров, организованных камчатскими краеведами Е. М. Верещагой и И. М. Витер. Основной акцент в этих исследованиях был сделан на существовании здесь в период Второй мировой войны японской военной базы и оставшихся от того времени многочисленных объектах военной инфраструктуры, в том числе подземных. Экспедиции широко освещались в средствах массовой информации.

В основу настоящего издания положены материалы двух комплексных экспедиций на о. Матуа в 2016–2017 гг., организованных совместно Русским географическим обществом и Министерством обороны Российской Федерации. В экспедициях принимала участие научная географическая группа, состоящая из сотрудников географического факультета Московского государственного университета имени М. В. Ломоносова, а также Института географии РАН и Почвенного института имени В. В. Докучаева РАН. Полевыми маршрутами была охвачена практически вся территория острова, отобраны и проанализированы в лабораториях сотни образцов горных пород, почв, растений, природных вод. Итогом работы стала серия из 11 карт, охватывающих всю территорию островов Матуа и Топорковый, десятки статей в научных журналах и настоящая монография, в которой обобщены современные научные данные о природе острова. В исследованиях удачно использованы как структурно-генетический, так и системный подходы. Отраслевые (покомпонентные) исследования логично приведены в «порядок» благодаря именно двум взаимно дополняющим подходам. После проведенных исследований о. Матуа может считаться, вероятно, самым изученным с географической точки зрения среди всех Курильских островов и выступать в качестве модельного объекта при дальнейших исследованиях уникальной природы Курильской островной гряды.

К. Н. Дьяконов, А. Н. Иванов

1 ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСТРОВА

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Остров Матуа в географическом отношении является частью Курильской островной дуги, он расположен на 48° с. ш. и 153° в. д. и относится к группе Центральных Курильских островов. С севера проливом Головнина шириной около 19 км он отделен от о. Райкоке. К югу, за проливом Надежды, на расстоянии 28 км находится о. Расшуа. Западные берега островов омываются водами Охотского моря, к востоку расположена акватория Тихого океана (рис. 1.1).

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРИРОДЫ

Площадь о. Матуа составляет 52,1 км^2, максимальная высота – 1446 м (Пик Сарычева). Происхождение острова вулканическое, наземные вулканические образования занимают 96 % его площади и лишь 4 % приходятся на морские террасы на юго-востоке (рис. 1.2). Вулканическая постройка о. Матуа приурочена к поверхностям надводных и подводных морских террас, срезающих вершину огромного комплексного вулканоида с размером подводного основания 30 × 40 км и объемом 1200 км^3 (Новейший..., 2005). Вулкан относится к типу «Сомма-Везувий», при этом в роли соммы выступает древний вулкан Матуа. Около 11,5 тысяч лет назад произошло его сильнейшее извержение, в результате чего образовалась кальдера размером 3,5 × 5,0 км (Арсланов и др., 2011). Полость кальдеры древнего вулкана в настоящее время заполнена и в значительной степени перекрыта продуктами деятельности более молодого конуса – Пика Сарычева. Этот стратовулкан возник всего 450–500 лет назад и считается одним из самых активных на Курильских островах: только за последние 250 лет достоверно известно

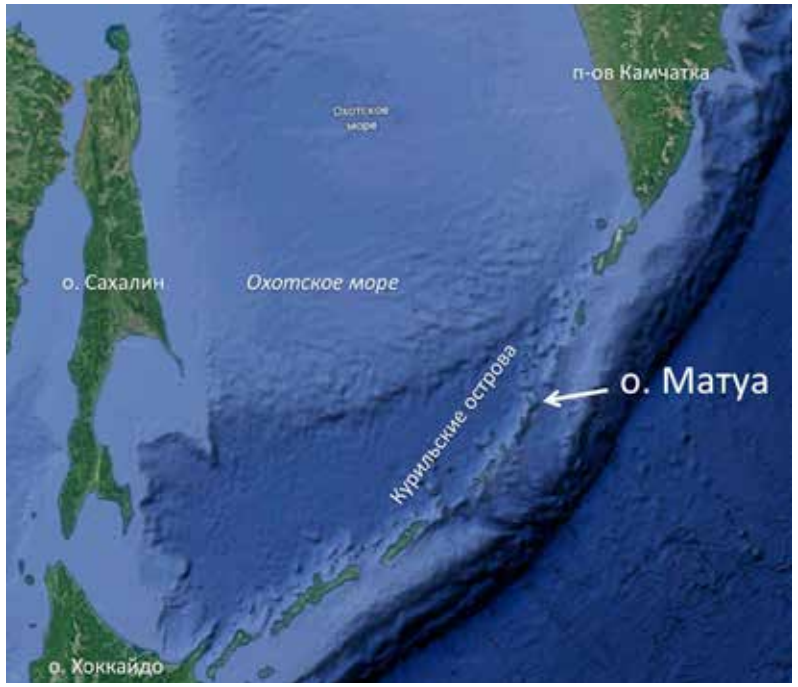


Рис. 1.1. Географическое положение о. Матуа

Рис. 1.2. Общий вид о. Матуа

о 10 извержениях (Дегтерев и др., 2011), хотя реальное их число, вероятно, значительно выше. Последнее крупное извержение произошло в июне 2009 г., в 2017–2018 гг. наблюдалась активизация вулкана (Чибисова, Дегтерев, 2019). Необходимо отметить, что вулкан Пик Сарычева является единственным вулканом Курильской дуги, при исторических извержениях которого сектор пеплопада выходил далеко за пределы островной гряды, захватывая Камчатку, территорию Хабаровского края и Сахалина. Главная особенность современных извержений вулкана – высокая эксплозивность, при которой выбрасываемый вулканом обломочный материал формирует эруптивные тучи, пирокластические потоки и связанные с ними пирокластические волны (Дегтерев и др., 2012). Во время извержения 2009 г. эруптивная колонна поднялась до высоты 16 км и обрушилась на надводную часть острова и прилегающую акваторию, увеличив площадь островной суши на 1,1 км^2 (2,1 % площади острова) (Ганзей и др., 2010). Действующий активный вулкан в течение длительного времени является системообразующим фактором для сравнительно небольшого острова и определяет весь ход его развития (Разжигаева и др., 2012а, 2012б, 2018).

Одним из природных объектов на острове, который помогает восстановить ход развития геосистем, является почвенно-пирокластический чехол (ППЧ), который можно анализировать с точки зрения почвообразования и рассматривать как продукт вулканизма (Захарихина, 2013). В сводном разрезе ППЧ зафиксирована полная голоценовая летопись активности вулкана пра-Сарычев и современного вулкана Пик Сарычева, содержащая свыше 50 горизонтов тефры разного минералогического, химического и гранулометрического состава, индицирующих разные периоды активного вулканизма (рис. 1.3). Формирование почвенных горизонтов между слоями тефры связано с перерывами вулканической активности.

Рис. 1.3. Разрез почвенно-пирокластического чехла в бухте Айну, верхние 4 м

В «Атласе Курильских островов» (2009) фоновыми почвами на

о. Матуа показаны сухоторфяные подбуры. Необходимо отметить, что почвенный профиль на острове является полигенетическим, в средней части почвенного разреза действительно вскрываются почвы, морфологически близкие к подбурам, которые можно считать зонально-островными почвами, соответствующими климатическим условиям и растительности. Однако в верхней части разреза эти палеопочвы перекрыты современными почвами, относящимися к отделу органо-аккумулятивных (преимущественно грубогумусовых). Таким образом, актуальные почвы о. Матуа просто не успевают сформироваться до стадии подбуров – этому препятствует сверхактивный вулкан Пик Сарычева, который перманентно прерывает процессы почвообразования, перекрывая почвенные горизонты все новыми порциями тефры. В то же время в нижней части разреза вскрываются почвы, морфологически близкие к вулканическим охристым почвам, характерным для Камчатки. По всей видимости, эти почвы формировались в существенно иных природно-климатических условиях.

Зональной растительностью о. Матуа является растительный комплекс из зарослей ольхового стланика, лугов и верещатниковых тундр. На морских террасах и склонах древнего вулкана Матуа преобладают заросли ольхового стланика, преимущественно послевоенные. На аэрофотоснимке 1945 г. отчетливо видно, что большая часть территории, ныне занятая ольховником, открытая, то есть весь стланик был вырублен. Это подтверждается и нашими дендрохронологическими данными, согласно которым возраст кустов ольховника диаметром 27–28 см не превышает 70 лет. Выделяются разные типы ольховников: папоротниковые, вейниковые, крупнотравные, смешанные и др. (рис. 1.4).

Выше пояса стлаников находится узкая полоса горных лугов и тундр. Луга, как правило, несомкнутые, среди отдельных видов отмечены гравилат круглолистный, золотарник парамуширский, волжанка обыкновенная и др. (Гришин, 2011). Среди тундровых группировок распространены верещатниковые тундры с шикшей и переходные к лугам луго-тундры.

На склонах вулкана Пик Сарычева с высоты примерно 400 м начинает проявляться высотная поясность, растительный покров становится разреженным, выпадают многие виды. Здесь распространены серийные сообщества травянистых и кустарничковых растений на зарастающем вулканогенном субстрате, среди которых преобладают фрагменты вейниковых и колосняковых лугов, отдельные экземпляры и парцеллы пеннелианта кустарникового, камнеломки Мерка и др.

Фауна наземных млекопитающих отличается характерной для островов обедненностью. Единственным наземным хищником на острове является часто встречающаяся лисица (рис. 1.5), а главным объектом ее

Рис. 1.4. Заросли ольхового стланика с крупнотравьем на лавовом плато в районе мыса Клюв

Рис. 1.5. Лисицы около почвенного разреза

Рис. 1.6. Большие конюги на береговых скалах к северу от бухты Айну

питания – полевки. В некоторых послевоенных обзорах природы Курильских островов (Соловьев, 1945; Сергеев, 1947) отмечалось, что на острове обитают песцы, но в настоящее время их на острове нет.

Большим разнообразием животного населения отличается береговая зона. В северной части острова на береговых обрывах и в развалах камней имеются крупные колонии морских птиц общей численностью до 300 тыс. особей. По учетам Ю. Б. Артюхина в 2000 и 2003 гг. (Артюхин и др., 2001; Артюхин, 2003) наиболее многочисленна большая конюга (рис. 1.6), численность которой может достигать 200 тыс. особей; большое место в колониях занимают северная качурка (40 тыс.) и серая вилохвостая качурка (20 тыс.), а также глупыш (10 тыс. особей). Из крупных хищных птиц над островом неоднократно наблюдались тихоокеанские орланы, иногда до трех-четырех особей одновременно; единично встречался сапсан. В аннотированном списке видов птиц, составленным Е. Г. Лобковым по фотографиям, для о. Матуа отмечены 23 вида, но, как отмечает сам автор, это явно не исчерпывает все разнообразие авифауны (Лобков, 2014).

На прибрежных камнях в районе мыса Пологий и в северной части острова имеются небольшие лежбища сивучей и северного морского котика. В конце июня 2009 г. вскоре после извержения вулкана здесь было учтено 20 сивучей и 10 котиков (Левин и др., 2009а, 2009б), часто встречается нерпа. Считается, что каланы были полностью выбиты на

острове в период, когда он был занят Японией, между тем летом 2016 г. в районе мыса Орлова нам регулярно встречался одиночный калан. Также единичный калан был отмечен на о. Матуа при учетах в 2000 г. (Корнев и др., 2001).

Исследования подводной биоты о. Матуа фрагментарны, однако демонстрируют довольно высокое биологическое разнообразие. В собранном камчатскими гидробиологами материале обнаружено 65 видов зеленых, красных и бурых водорослей-макрофитов, 13 из которых впервые указаны для района, а один, вероятно, является новым для науки (Жигадлова и др., 2017). Не менее разнообразными оказались представители различных групп морских беспозвоночных: 18 видов актиний, 12 – одиночных и колониальных асцидий, 7 – голотурий, а также двустворчатые, брюхоногие и голожаберные моллюски, хитоны, морские звезды и ежи, губки, мягкие кораллы, гидроиды, мшанки, многощетинковые черви и др. (Санамян и др., 2017; Панина и др., 2017).

При этом фауна актиний здесь оказалась даже более разнообразной, чем у юго-восточного побережья Камчатки, где регулярные исследования ведутся уже много лет. В то же время обращает на себя внимание, что у о. Матуа совершенно нет крупных актиний рода *Metridium*, являющихся массовыми как у берегов Камчатки, так и у побережья Приморья. Причиной этого, вероятно, служит бедная некоторыми органическими веществами вода вблизи острова из-за отсутствия стока с островной суши, в то время как метридиумы питаются в основном органической взвесью и достигают большого обилия в местах, насыщенных различной органикой (Санамян и др., 2016; 2017). Несмотря на достаточную изолированность о. Матуа и постоянное воздействие пирокластического материала вулкана Пик Сарычева на прибрежные экосистемы, представители моллюсков на обследованной акватории являются одной из массовых групп бентоса, достигающей численности, сравнимой с ненарушенными акваториями.

ИСТОРИЯ ОСВОЕНИЯ

Ко времени открытия острова русскими казаками в XVIII в. на нем уже имелись поселения айнов. Время появления этого древнего народа на острове точно не известно; имеющиеся радиоуглеродные датировки позволяют говорить о том, что освоение о. Матуа началось не менее чем 1,6–2,4 тыс. лет назад (Пташинский, 2011). На острове также был обнаружен самый северный пункт распространения шнуровой керамики, являющейся археологическим свидетельством проникновения сюда

Рис. 1.7. Места расположения поселений айнов на о. Матуа

охотской культуры (Fitzhugh et al., 2002), однако эти находки единичны и нуждаются в уточнении.

Постоянные поселения айнов на о. Матуа отмечались во время освоения его русскими промышленниками в XVIII–XIX вв. (Сергеев, 1947). К настоящему времени дальневосточные археологи (И. А. Самарин, О. А. Шубина, В. О. Шубин, А. В. Пташинский) выявили четыре поселения айнов – в бухте Айну, а также вблизи мысов Орлова, Крокодил и Клюв (рис. 1.7).

Самое крупное поселение в бухте Айну состоит из двух участков, возможно, разновременных; здесь обнаружено около 100 котлованов древних жилищ и хозяйственных ям, что позволяет считать его одним из наиболее крупных в пределах всей Курильской гряды (Краткий отчет..., 2017). Три других поселения по размерам значительно меньше. Главным источником существования айнов являлась морская охота – добыча морских млекопитающих, дававших им пищу, одежду и материалы для разных поделок. Из наземной охоты относительно большое значение имел промысел морских птиц, меньшее – добыча лисиц. Рыболовство было распространено слабее, зато большую роль играло собирательство различных дикорастущих растений. Известно, что дикие растения занимали значительное место в рационе айнов, служили материалом для изготовления предметов домашнего обихода, промыслового снаряжения, медицины; только айнская народная фармакопея насчитывала до

Рис. 1.8. Береговые доты на мысе Орлова

130 видов растений (Сергеев, 1947). В культурном слое стоянок о. Матуа были обнаружены челюсти и когти молодых нерп (ларги), обломки костей сивуча и калана, крупные фрагменты костей китообразных, черепа, надклювья и трубчатые кости топорков, глупышей, чаек и других птиц (Пташинский, 2011). Общая численность населения айнов на острове в конце XIX в. составляла около 200 человек (Соловьев, 1945), хотя по переписи 1831 г. было учтено лишь 15 взрослых мужчин (Осипова, 2012).

После подписания трактата между Россией и Японией в 1875 г. о. Матуа стал юридически принадлежать Японии, однако освоение острова японцами началось лишь после 1915 г. В районе мыса Клюв были организованы звероводческая ферма по разведению лис и метеостанция, в северной части бухты Двойная заложен пост наблюдения за морским зверем (отдаленный аналог современных морских резерватов), в бухте Айну построены домики для сезонных рыбаков, появился первый поселок (Соловьев, 1945).

Перед началом Второй мировой войны на острове было начато строительство крупной военной базы. В строительстве, помимо военных, были задействованы сезонные рыбаки, корейские и китайские рабочие (Стефан, 1990). В результате на острове был построен аэродром, который и сегодня можно считать образцом инженерной мысли. Аэродром состоит из двух взлетно-посадочных полос (ВПП) длиной более 1000 м каждая. Одна полоса ориентирована с востока на запад, другая – под

углом 145° к первой, что позволяло применять авиацию при любом направлении ветра. Предполагалось, что под ВПП располагаются бункеры, скрытые помещения для хранения оружия и укрытия личного состава, а сама ВПП располагает системой подогрева местной термальной водой (Смышляев, 2006; сайт Курило-Камчатской экспедиции), однако проведенные георадарные исследования не подтверждают это (Бинюков и др., 2019).

В 1943 г. на острове была размещена эскадрилья легких бомбардировщиков, оборудованы артиллерийские позиции для защиты аэродрома, установлена артиллерия. В апреле 1944 г. из Манчжурии прибыла рота танков (Краткая историческая..., 2016). В итоге на о. Матуа была создана система многочисленных и разнообразных по конструкции и планировке наземных и подземных долговременных фортификационных сооружений, включающих пулеметные и артиллерийские позиции (рис. 1.8), наблюдательные и командные пункты, склады, убежища для укрытия личного состава и т. п. Особенно высокая концентрация фортификационных сооружений наблюдалась в местах возможной высадки десанта – в бухтах Айну, Южная, Двойная, в районе мыса Клюв. Вследствие небольшой площади остров был чрезвычайно насыщен объектами военной инженерии, полевой фортификации (окопы, орудийные дворики, ходы сообщения, противотанковые рвы) и военной инфраструктуры (аэродром, дороги, пирсы). Численность японского военного гарнизона на о. Матуа сильно колебалась в разные периоды в зависимости от боевой обстановки, максимальная численность превышала 7,5 тыс. человек.

Жизнь японских военных на острове вряд ли была легкой. Островная изолированность, высокая скученность личного состава на ограниченной площади, суровые климатические условия, дефицит воды, плохое питание, отсутствие женского общества, регулярные обстрелы и бомбардировки острова американскими боевыми кораблями и авиацией привели к тому, что значительная часть военных страдала особым психологическим расстройством, получившим название «тисима-бокэ (курилитис)» (Стефан, 1990). К 1945 г. прекратились все поставки продовольствия, и солдаты были вынуждены питаться в основном картофелем, рыбой и водорослями. Имеются сведения о том, что японские солдаты ели даже полевок и был налажен натуральный обмен – одна полевка стоила две сигареты (Новые тайны острова Матуа..., https://sakhalinmedia.ru/news/609841/).

Основную опасность для японских баз на Курилах представляли американские подводные лодки. Они отреза́ли острова от коммуникаций и тем самым превращали их в тюрьму. Нападения подводных лодок на японские транспорты начались в июне 1943 г. и до конца войны развивались так успешно, что лишь часть подкреплений добиралась до места

назначения. Имеются сведения, что к середине 1944 г. каждый десятый из отправленных на Курилы японских солдат погибал, не добравшись до цели (Стефан, 1990). Не менее опасными были и обратные рейсы. Вот как описывает всего два дня из боевых действий в районе о. Матуа А. С. Челноков (2018).

31 мая 1944 г. от о. Матуа в порт Отару на о. Хоккайдо вышел конвой «Не» в составе транспортных судов «Хокуё Мару», «Мадрас Мару» и «Кото Мару» в сопровождении эскортного корабля «Исигаки». На борту «Мадрас Мару» среди других следовали 109 военнослужащих японской армии, которые провели тяжелую зимовку на острове. После месячного отпуска их должны были перебросить в район интенсивных боевых действий в южной части Тихого океана. По плану японского командования конвой должен был следовать через Охотское море среди плавучих льдов к Сахалину и далее к Хоккайдо, чтобы снизить вероятность атак со стороны американских подводных лодок. Однако в 70 морских милях к западу от Матуа эскортный корабль «Исигаки» был торпедирован и потоплен американской подводной лодкой «Херинг». Торпеда попала в носовую часть корабля, некоторое время он держался на плаву и даже вел артиллерийский огонь, пока не затонул – при этом погибли 167 членов экипажа. Дуэль подводной лодки и военного корабля дала возможность судам конвоя рассредоточиться и на какое-то время выйти из-под удара. Однако через некоторое время другая американская подводная лодка, «Барб», атаковала оставшиеся суда конвоя. Первой целью оказался японский крупнотоннажный транспорт «Мадрас Мару», в которого попали две торпеды. В холодных водах Охотского моря погибли 139 человек. Еще 161 человека смогли подобрать из воды и доставить на о. Матуа две десантные баржи «дайхацу». Немного позднее также двумя торпедами был потоплен вспомогательный транспорт ВМФ Японии «Кото Мару» (погибли 30 человек).

Оставшиеся транспортные японские судна сумели вернуться к о. Матуа и укрыться в защищенных береговой артиллерией бухтах. Но уже на следующий день, 1 июня 1944 г., та же американская подводная лодка «Херринг», действуя в «мертвой зоне» японской 75-милиметровой береговой батареи, потопила транспортные суда «Иваки Мару» и «Хибури Мару». Рубка одного из этих затонувших судов и сейчас видна в проливе между островами Матуа и Топорковый. Однако затем при отходе подводной лодки по сложному фарватеру японская береговая артиллерия добилась двух прямых попаданий в основание боевой рубки, и подводная лодка «Херринг» затонула примерно в 2 км от мыса Орлова на глубине около 100 м (Челноков, 2018). До настоящего времени это единственная затонувшая боевая американская подводная лодка вблизи берегов России.

Рис. 1.9. Советские офицеры принимают капитуляцию японского гарнизона. В центре – командир гарнизона полковник Й. Уэда

Рис. 1.10. Вооружение японского гарнизона, сданное при капитуляции

Рис. 1.11. Пограничная застава на о. Матуа в 1980-е годы (на заднем плане – о. Топорковый)

Бомбардировки острова и патрулирование подводных лодок в его акватории продолжались почти до конца войны, однако американцы так и не решились проводить десантную операцию. Обрывистые скалистые берега, густые заросли водорослей на шельфе, но главное – чрезвычайная насыщенность острова оборонительными сооружениями в тех ограниченных местах, которые были пригодны для высадки десанта, делали остров Матуа практически неприступным.

После подписания Японией Акта о капитуляции в августе 1945 г. началась планомерная сдача японских военных гарнизонов, дислоцированных на Курилах. 25 августа 1945 г. из базы Касивабара (о. Парамушир) на о. Матуа пришел пограничный сторожевой корабль «Дзержинский» (командир – капитан-лейтенант М. Гончаров) 60-го морского пограничного отряда. На корабле находился зам. командира 101-й стрелковой дивизии Камчатского оборонительного района полковник Р. Воронов (Краткая историческая..., 2016). Он вручил командиру 41-го отдельного пехотного полка полковнику Й. Уэда приказ о капитуляции; гарнизон острова в количестве около 3800 человек капитулировал (Славинский, 1993) (рис. 1.9).

По воспоминаниям С. К. Юдина, который с другими офицерами принимал капитуляцию японского гарнизона, «...командир гарнизона встретил советских офицеров вежливо. Пригласив офицеров, он провел их в просторное помещение, выдолбленное в скале. Здесь стоял стол, довольно богато сервированный. На столе стояло несколько блюд из риса, разнообразные консервы, в кувшине стояло сакэ, было и несколько бутылок дорогого вина. Более того, немалое удивление у наших бойцов вызвало наличие на столе самодельных деревянных вилок. Видимо, японцы решили проявить настоящее гостеприимство...» (Юдин, 2015, с. 222).

Трофеи советских войск составили 2127 винтовок, 81 легкий пулемет, 464 тяжелых пулеметов и 98 гранатометов (рис. 1.10), а также более 80 тыс. патронов и других боеприпасов (Славинский, 1993).

После окончания Второй мировой войны на острове был размещен военный гарнизон советских войск численностью более 2 тыс. человек, однако после сильнейшего извержения вулкана Пик Сарычев в ноябре 1946 г. гарнизон был эвакуирован на о. Сахалин. На острове осталось подразделение Министерства обороны, пограничная застава (рис. 1.11) и метеостанция, которая просуществовала до 1996 г. После пожара на пограничной заставе в 2000 г. остров стал необитаемым.

2 ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОСТРОВА

В структурно-тектоническом отношении Курильские острова представляют собой классическую вулканическую островную дугу, входящую в состав активной переходной зоны континент – океан и отделяющую котловину Охотского моря от Курильского желоба. Похожие вулканические дуги являются типичными структурными элементами обрамления большей части западной и северо-западной периферии Тихого океана.

Дуга не представляет собой единый однородный массив. Она состоит из цепочки существенно переработанных денудацией крупных комплексных вулканоидов, в большей или меньшей степени унаследовано развивающихся как минимум с плиоцена (Геология СССР, 1964). Помимо этого, дуга разбита на несколько фрагментов и блоков крупными разломами, ориентированными вкрест ее простиранию, которые находят отражение в рельефе в виде наиболее крупных и глубоководных проливов (Буссоль и Крузенштерна), а также некоторых менее глубоких, и отчетливо читаются на скоростных разрезах земной коры (Злобин, Полец, 2010). Раздробленность основания Курильской гряды обусловливает существенные различия в подвижности отдельных ее фрагментов, дифференцированность новейших вертикальных тектонических движений и, как следствие, разнообразие в высотах и развитости абразионных и абразионно-аккумулятивных террас на разных островах. В контексте общего структурно-тектонического устройства Курил о. Матуа представляет собой вполне типичной образование – надводную часть крупного комплексного вулканоида с размером подводного основания 30×40 км (Новейший..., 2005).

Первое документальное упоминание об острове, согласно сведениям А. С. Полонского (1994), содержится в отчете сотника И. Черного, который побывал на Матуа в 60-х годах XVIII в. С этого момента и до середины XX в. исследования острова преимущественно сводились к беглому описанию его природных условий и/или получению информации

о вулканической активности. Такие сведения обнаруживаются в работах Г. Сноу (1897, изд. 1992), J. Milne (1886), Х. Камио (1931), H. Tanakadate (1931) и некоторых других.

Существенно более детальные исследования острова начались после вхождения Курильских островов в состав СССР по итогам Второй мировой войны. Первые печатные работы появились сразу же в послевоенные годы – монографии А. И. Соловьева (1945) и Г. В. Корсунской (1948). В 1946 г. в ходе гидрографической экспедиции Тихоокеанского флота остров исследовал советский вулканолог Г. С. Горшков, в дальнейшем обобщавший материалы по вулканизму Курильской гряды в целом. Он же повторно в 1954 г. детально обследовал расположенный на острове вулкан Сарычева, используя как пешие маршруты, так и аэровизуальное обследование. В 1964 г. остров изучала группа под руководством Г. Е. Богоявленской. Результатами этих работ стали первые относительно подробные описания морфологии и геологического строения острова вообще и молодой вулканической постройки в частности (Горшков, 1948, 1954, 1967).

В 1955–1956 гг. геологосъемочные работы в масштабе 1:1 000 000 на Матуа и соседних островах проводились под руководством О. Н. Толстихина. Его материалы позднее легли и в основу государственной геологической карты масштаба 1:200 000 – лист M-56-XXXIV. Также в 50-х годах XX в. на острове работали геоморфологи-береговики П. А. Каплин, А. С. Ионин, В. И. Лымарев.

Более поздние исследования связаны с работами Е. К. Мархинина (1964), который особое внимание уделил петрографической характеристике и стратиграфическому расчленению различных лавовых комплексов острова. Отдельные работы были также связаны с изучением хода и последствий извержений вулкана Сарычева в 1960 и 1976 г. (Шилов, 1962; Андреев и др., 1978).

В период с конца 1970-х годов до 2006 г. исследования острова фактически не проводились. Возобновились они только в 2006 г. в связи с проведением международных экспедиционных исследований в рамках «Курильского биокомплексного проекта: человеческая уязвимость и способность к восстановлению при субарктических изменениях» при поддержке национального научного фонда США.

В 2006 г. геодезическим отрядом Института морской геологии и геофизики Дальневосточного отделения Российской академии наук (ИМГиГ ДВО РАН) был заложен пункт периодической GPS-регистрации и выполнена первая стадия наблюдений продолжительностью 2–15 сут. (Левин и др., 2007).

В 2007 г. были проведены повторные GPS-измерения, обследована территории острова на предмет деформаций в результате Симуширского землетрясения 2006 г., обнаружены и детально описаны следы переработки береговой зоны острова волной цунами, связанной с землетрясением (Левин и др., 2008). Кроме того, была установлена автономная GPS-станция непрерывной регистрации с годовым запасом батарейного питания, функционирующая на острове и в настоящее время. В 2008 г. начаты детальные работы по изучению голоценового почвенно-пирокластического чехла острова, проведены описания современного состояния растительности и ландшафтов острова (Левин и др., 2009б). Параллельно с вышеописанными исследованиями силами энтузиастов-краеведов с Камчатки (Е. М. Верещага, И. В Витер) была организована целая серия экспедиций по изучению остатков японских фортификационных сооружений и инфраструктуры на острове.

Мощное извержение вулкана Сарычева в 2009 г. существенно изменило облик острова и спровоцировало всплеск интереса к нему, как к объекту научного исследования. В последующие годы специалистами ИМГиГ ДВО РАН и некоторых других дальневосточных научных организаций была проведена еще серия экспедиций, в ходе которых детально исследовались морфология вулканической постройки и строение почвенно-пирокластического чехла. Результаты этих исследований нашли отражение в серии публикаций (Левин и др., 2009а, 2009б, 2010а, 2010б; Гришин, Мелекесцев, 2010; Дегтерев и др., 2011а, 2011б, 2012; Rybin et al., 2011; Рыбин и др., 2010, 2012, 2017; Мартынов и др., 2015) и в диссертационном исследовании А.В. Дегтерева (2013).

Отдельное внимание было уделено изменениям, которые произошли в растительном покрове острова после извержения (Гришин и др., 2010; Левин и др., 2010; Рыбин и др., 2010; Гришин, Терехина, 2012; Разжигаева и др, 2012а, 2012б; Ганзей, 2014). Предприняты попытки составления среднемасштабных ландшафтных (Ганзей, 2009, 2010) и геоморфолого-вулканологических (или геолого-вулканологических) карт и схем острова (Дегтерев, 2013; Мартынов и др., 2015).

Обобщая накопленные к настоящему моменту данные о геолого-геоморфологическом строении и истории развития рельефа острова Матуа, можно констатировать следующее:

– основной интерес исследователей привлекало строение вулканического аппарата Пик Сарычева и восстановление истории его активности. В результате детальных работ, проведенных коллективом геологов и географов ДВО РАН, удалось достаточно достоверно установить возраст молодой вулканической постройки и реконструировать историю голоценового вулканизма и его геохимическую эволюцию;

– накоплен некоторый фактологический материал, связанный с последствиями крупных эксплозивных извержений для некоторых компонентов ландшафтов острова. Отмечены проявления связанных с

вулканическими извержениями прочих высокоэнергетических рельефообразующих процессов, в частности, лахаров (Гришин, 2012);

– детально изучены следы воздействия цунами на береговую зону острова (Кравчуновская и др., 2008). Предприняты попытки датирования палеоцунами.

В то же время широкий спектр вопросов выпадает из области интересов исследователей и остается совершенно неизученным или малоизученным. Некоторые из них рассматриваются в данном разделе.

РЕЛЬЕФ

Общее описание

Остров Матуа имеет вытянутую в плане форму, близкую к овальной. Его длинная ось ориентирована с северо-запада на юго-восток. Длина острова достигает 12 км, ширина – 6,7 км. Всю северо-западную и центральную часть острова занимает сложнопостроенный комплекс наложенных вулканических построек, увенчанный наиболее молодым вулканическим образованием (вулкан Сарычева), абсолютная высота которого достигает почти 1500 м. Современная вершина постройки сдвинута к северо-западу от географического центра острова. В центральной и южной части острова, а также фрагментарно в северной части на высотах 600–800 м и менее сохранились фрагменты древней постройки вулкана Матуа, не перекрытые или перекрытые частично более молодыми вулканитами и в разной степени переработанные денудацией. Наиболее хорошо древний вулканический рельеф представлен непосредственно к юго-востоку от современного вулканического аппарата, где ширина полосы его распространения достигает 3 км, а местами и более (Приложение 1).

Небольшой участок в юго-восточной части острова характеризуется равинным рельефом – совокупностью разноуровневых морских террас на высотах до 40–45 м, пологонаклонных и ступенчатых лавовых плато периферии древнего вулкана Матуа с характерными высотами от 50–80 до 100–150 м и разновозрастных пролювиально-селевых конусов. Последние, как предполагается, наложены на поверхность лавовых плато и разновысотных морских террас, частично перекрывают более древние пролювиально-селевые и пирокластические образования, не выраженные в современном рельефе.

В нижней части юго-восточных склонов древней постройки вулкана Матуа, а также в пределах террасированной равнинной части юго-востока острова расположены две небольших обособленных вулканических постройки – массив Плоский (абс. высота до 200 м) и сопка Круглая (абс. высота 124 м). Превышения вершинных поверхностей этих образований над фоновой поверхностью составляют 50–70 м.

Береговая линия острова слабо расчленена и практически лишена крупных глубоких бухт (Беляев и др., 2019). Мысы на юго-западном, западном, северном и северо-восточном берегах острова за редким исключением не выдаются в море более чем на 50–100 м. Несколько более расчленена восточная и юго-восточная часть побережья. Здесь выделяются несколько мысов-полуостровов (Клюв на северо-востоке, Орлова – на юго-востоке, Пологий – на юге), отделяющих друг от друга серию крупных полуоткрытых бухт. Между мысом Клюв и северной периферией полуострова Орлова расположена бухта Двойная. Между мысом Орлова и мысом Пологий – бухта Южная. К западу от мыса Пологий – бухта Айну. Ширина этих бухт по основанию составляет 1,5–3 км, при этом они углублены в сушу на 300–500 м.

Основные особенности рельефа острова предопределены взаимодействием вулканических и прибрежно-морских процессов, а также активными экзогенными процессами, развитыми на склонах вулканических построек. В восточной и особенно юго-восточной части острова рельеф подвергся существенному антропогенному изменению. Фоновые поверхности здесь осложнены многочисленными формами беллигеративного рельефа и рельефа, связанного с организацией инженерной инфраструктуры, образовавшимися в ходе освоения острова японцами в период подготовки и в ходе Второй мировой войны.

Вулканический и вулкано-тектонический рельеф

Вулканический рельеф – одна из доминант острова, занимает около 90 % его площади. В соответствии с морфологическими особенностями, геологическим строением и уже опубликованными ранее данными по строению почвенно-пирокластического чехла (Дегтерев, 2013 и др.) здесь можно выделить три различных возрастных генерации вулканического рельефа:

– позднеголоценовая вулканическая постройка пик Сарычева;

– позднеплейстоценовые-раннеголоценовые небольшие вулканические аппараты – массив Плоский, сопка Круглая, остров Топорковый;

– плейстоценовая постройка вулкана Матуа.

■ **Вулканический рельеф плейстоценового возраста (вулкан Матуа).** Наиболее древней морфологически выраженной вулканической постройкой в пределах острова является вулкан Матуа. Он сохранился лишь частично. Центральная его часть погребена под молодым кону-

сом вулкана Сарычева, а западная часть, как предполагается, опущена на значительную глубину по плоскости сброса, хорошо читаемого в рельефе острова и описанного еще Г. С. Горшковым (1967). Согласно существующим представлениям вулкан представлял собой постройку центрального типа с вершинной кальдерой. Бровка кальдеры практически повсеместно погребена под вулканитами пика Сарычева и лишь местами читается по характерному перегибу продольного профиля молодого вулканического конуса. На дневную поверхность бровка кальдеры выходит только на небольшом по протяженности (первые сотни метров) участке южного склона современного вулкана и, возможно, на северном его склоне (рис. 2.1).

Наиболее хорошо сохранившейся частью древнего вулкана являются внешние склоны юго-восточного и восточного его флангов. Их верхняя и средняя часть представляют собой наклонные поверхности переслаивающихся с пачками пирокластики и наложенных друг на друга лавовых потоков различных размеров и протяженности, расчлененных крупными эрозионно-селевыми врезами. В бортах врезов в обнажениях

Рис. 2.1. Вид с северо-северо-востока на вулкан Пик Сарычева. Расчлененные крутые склоны на среднем плане – сохранившиеся фрагменты обрамления древней кальдеры Матуа

в разных частях макросклона вскрываются в целом мало отличающиеся друг от друга темно-серые андезитобазальты.

Средняя продольная крутизна этих склонов не превышает 15–20°, характерной их чертой является общая ступенчатость продольного профиля. Количество выраженных в рельефе уступов меняется в разных частях склонов от 3 до 5. Высота уступов обычно составляет несколько десятков метров, в отдельных случаях достигая 100 м и более. Крутизна поверхности уступов может превышать 30°, а на отдельных локальных участках наблюдаются скальные стенки крутизной до 40–50° и высотой до 10–20 м, под которыми располагаются мощные коллювиальные шлейфы. Некоторые из таких уступов трассируются через весь макросклон постройки, маркируя наиболее крупные особенности ее устройства. Часть из них – фронтальные уступы древних лавовых потоков, перекрытые более молодыми образованиями, однако не исключено, что некоторые из них могут представлять собой погребенные под более молодыми лавовыми потоками поверхности крупных швов, по которым проходило расседание периферии конуса вулкана Матуа. Альтернативное объяснение формированию уступов в результате подрезки внешних склонов вулкана денудацией представляется менее аргументированным в силу значительных высот, на которых расположено основание этих склонов (200 и более метров н. у. м.).

Между уступами и выше них наблюдаются участки относительно выположенных склонов. Как правило, в поперечном профиле эти поверхности относительно выровненные или пологовыпуклые. Там, где густота эрозионно-селевого расчленения повышена, они вырождаются в округловершинные гребни, ориентированные преимущественно радиально от центра древней постройки. На отдельных особенно широких выположенных участках продольный уклон поверхности падает до 3–6° – образуются своеобразные лавовые плато. Тыловые их части обычно погребены под молодой пирокластикой. С флангов и фронта они ограничены крутыми уступами, иногда подчеркиваемыми эрозионно-селевыми врезами и боковыми грядами лавовых потоков (рис. 2.2). В частности, такое лавовое плато хорошо выражено на юго-восточном склоне вулкана Матуа на высотах 450–500 м.

На высотах 150–250 м практически по всему восточному и северо-восточному секторам древней постройки происходит отчетливое выполаживание продольной крутизны склонов до уровня 5–8° или менее. Ниже располагаются покатые к морю фестонообразные в плане равнинные поверхности шириной от первых сотен метров до 1–1,5 км, образующие серию разновысотных ступеней. Наибольшую высоту (100–150 м н. у. м.) эти поверхности имеют между массивом Плоский и полуостровом Клюв. Восточнее массива Плоский и сопки Круглая характерные высоты этих по-

верхностей составляют от 60–80 м в глубине суши до 40–60 м в прибровочной части. На полуострове Клюв они опускаются до отметок 30–40 м. Севернее створа острова Топорковый в подрезающих эти поверхности абразионных уступах повсеместно обнаруживаются мощные толщи андезитобазальтов – от темно-серых до черных – аналогичных обнаруживаемым на более гипсометрически высоких участках склонов вулкана Матуа. Тыловые части поверхностей перекрыты зонами пролювиально-селевой аккумуляции различной степени мощности и выраженности. В дистальных частях поверхности лавы перекрыты лишь молодым почвенно-пирокластическим чехлом, иногда с незначительным участием пролювиального материала. Шурфами и расчистками даже в наиболее сниженной части этих поверхностей (на мысе Клюв) морские отложения или хотя бы единичные обработанные морем обломки обнаружены не были. Можно предполагать, что данные поверхности представляют собой периферические части наиболее древних лавовых потоков вулкана Матуа. Косвенно это подтверждается морфологическим сходством их с описанными выше лавовыми плато.

На общем фоне постепенного перехода внешних склонов кальдеры вулкана Матуа в поверхности периферических лавовых плато отчетливо выделяются два наиболее хорошо сохранившихся и обособленных в рельефе лавовых потока, трассирующихся через весь склон древней постройки.

Наиболее хорошо выраженный поток (или, возможно, система потоков) располагается в юго-восточной части постройки и спускается практически к бухте Айну. Длина его сохранившейся части достигает почти 4 км, ширина – до 800 м. Поверхность потока в его средней части на высотах 250–500 м осложнена серией (до четырех) четко выраженных субпараллельных продольных валов и гряд (рис. 2.3). Ширина отдельных гряд по основанию достигает 80–100 м. Вершинные поверхности их представляют собой узкие округловершинные гребни, которые изредка расширятся до 8–10 м. Склоны гряд крутые, местами до 30–40°, выпуклые. В бортах гряд, а также в виде отдельных выступов на их вершинной поверхности многочисленны выходы эффузивов, представленных повсеместно андезитобазальтами – темно-серыми, до черных – с хорошо выраженной порфировой структурой. Гряды отделены друг от друга ложбинами с U-образным поперечным профилем. Верховья ложбин, как и основание лавового потока в целом, погребены под молодой пирокластикой вулкана Пик Сарычева. В средней и нижней частях лавового потока днища ложбин поросли стлаником или тундровой растительностью и не несут никаких следов переработки поверхности эрозионными или селевыми процессами (рис. 2.4).

Дистальная часть языка этого лавового потока (ниже отметки 250 м) обладает характерным для молодых лавовых потоков микрорельефом

Рис. 2.2. Лавовое плато на высоте 450–500 м н. у. м. в юго-восточной части обрамления кальдеры вулкана Матуа. В левой части снимка – более молодой лавовый поток

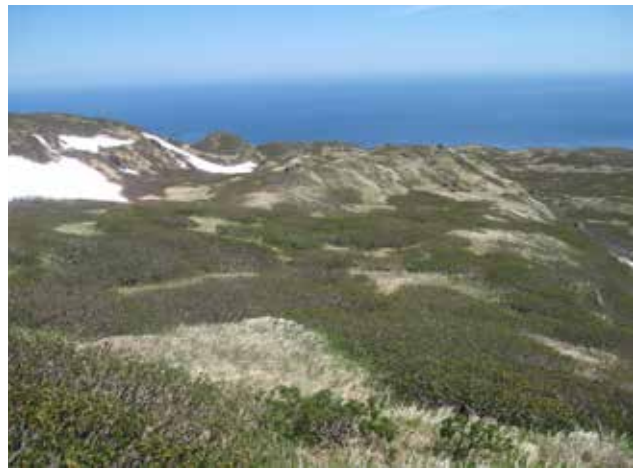


Рис. 2.3. Продольные гряды на поверхности лавового потока в юго-восточной части обрамления вулкана Матуа. Видны многочисленные выходы коренных пород

Рис. 2.4. Ложбины между грядами на лавовых потоках практически не несут следов переработки эрозионно-селевыми процессами

Рис. 2.5. Поверхность относительно молодого лавового потока с хорошо выраженным глыбовым микрорельефом

(рис. 2.5). Здесь наблюдаются практически не перекрытые пирокластикой глыбовые лавы, частично заросшие стлаником. Фронтальный уступ этого лавового потока чрезвычайно отчетливо выражен (рис. 2.6). Его крутизна достигает 30–35°, местами и более, а высота – 70–80 м. Бровка и подножие уступа четкие. Фронтальная часть потока опирается на поверхность 10–25-метровой, а в южной части – и 10-метровой морских террас, однако не несет отчетливых следов абразионной обработки.

Второй поток имеет несколько меньшие размеры. Длина его сохранившейся части чуть более 2 км при ширине по фронту до 700 м. Поток также отчетливо выражен в рельефе. Практически по всей длине по флангам он подчеркивается боковыми продольными валами, сложенными лавовым материалом, перекрытым прерывистым чехлом пирокластики. Между валами расположена пологовыпуклая основная поверхность лавового потока. Валы округловершинные. Склоны валов, обращенные на внутреннюю поверхность потока, имеют крутизну до15–20° и высоту до 8–10 м. Внешние склоны валов (боковые уступы потока) выражены очень резко. Их высота составляет несколько десятков метров, крутизна местами превышает 30°, с отдельными локальными более крутыми участками.

В продольном профиле потока наблюдается три отчетливых выпуклых перегиба. Полностью повторяют их и боковые продольные валы. В эрозионно-селевых врезах, расчленяющих поверхность лавового потока, на участках выпуклых перегибов наблюдаются каньонообразные участки, в бортах которых вскрываются характерные для постройки вулкана Матуа темно-серые андезитобазальты (рис. 2.7).

К востоку и западу от нижнего из уступов продольного профиля потока четко трассируются продолжающие его отмершие абразионные уступы. Можно предполагать, что лавовый поток на данном участке на 400 м и более выдвинулся на прилегающую акваторию, что привело к локальному переформированию береговой линии и трансформации береговых процессов. В дальнейшем фронтальная часть потока подвергалась активной абразии и была частично сденудирована. Сформировался абразионный уступ высотой около 60 м, целиком сложенный лавами, в нижней части – с отчетливой крупностолбчатой отдельностью (рис. 2.8).

В южной и северной частях древней постройки вулкана Матуа сохранилось несколько участков, совершенно отличающихся по своей морфологии от вышеописанных. Они представляют собой относительно крупные ареалы крутых сильно расчлененных денудацией склонов. Всего таких участков обнаружено три; предположительно, все они имеют несколько разное происхождение, а возможно и возраст.

Рис. 2.6. Фронтальный уступ лавового потока в юго-восточной части постройки вулкана Матуа, практически не переработанный последующими процессами

Рис. 2.7. Каньонообразный селевой врез, прорезающий уступ продольного профиля лавового потока на северо-востоке обрамления кальдеры вулкана Матуа. В левом борту вреза обнажаются «матуанские» темно-серые андезитобазальты. На заднем плане – о. Топорковый

Рис. 2.8. Подрезанный абразией фронтальный уступ лавового потока на северо-восточной периферии обрамления кальдеры вулкана Матуа

Рис. 2.9. Крутой склон на южной периферии вулкана Матуа, соответствующий предполагаемому сместителю разлома, по которому произошло опускание западного сектора древней вулканической постройки

Первый участок расположен в южной части острова и ограничивает с запада сохранившуюся часть древней постройки вулкана Матуа. Морфологически это субмеридионально вытянутый западный склон островершинного гребня, спускающегося от сохранившегося фрагмента бровки кальдеры на юг, к морю. Склон имеет высоту от 200–300 до 600 м и среднюю крутизну 30–40°, со значительными участками более крутых, местами даже отвесных, склонов. Как правило, субвертикальные уступы приурочены к верхней части склона, в то время как нижняя представляет собой ареал транзита и аккумуляции обвально-осыпного материала. Склон расчленен серией эрозионно-селевых врезов, одновременно являющихся лавинно-камнепадными желобами (рис. 2.9). Продольные профили этих врезов невыработанные, крутопадающие. В верховьях их сформировалась серия водосборных воронок, в результате чего бровка склона (гребень отрога) имеет фестончатую в плане форму. Нижняя часть склона погребена под позднеголоценовыми продуктами извержений вулкана Пик Сарычева. В многочисленных обнажениях вскрываются переслаивающиеся пачки лав и пирокластического материала, слагающие постройку вулкана Матуа (рис. 2.10). С. Г. Горшков (1967) предположил, что этот склон отражает существование крупного сброса, по которому западная часть древней постройки была опущена на значительную глубину. Вероятно, с такой трактовкой следует согласиться. В пользу этого свидетельствуют и ориентировка склона (перпендикулярно простиранию «обычных» внешних склонов вулканической постройки), его

прямолинейность, аномальная (даже с учетом последующей денудационной переработки) крутизна, а также характер поля высот как в пределах сухопутной части острова, так и на прилегающем участке морского дна.

Исходя из того, что данный сброс срезает бровку кальдеры, можно сделать вывод, что образовался он уже после кальдерообразующего извержения, которое по современным представлениям имело место около 11 500 л. н. (Дегтерев, 2013).

Второй участок, отличающийся по морфологии, располагается на северном макросклоне острова, к северу и северо-востоку от центра современной постройки вулкана Пик Сарычева. Здесь аномально крутой склон образует выклинивающийся к западу и к востоку ареал, вытянутый на 1,8 км (рис. 2.11). Высота этого склона в наиболее высокой западной его части, где он опирается практически непосредственно на урез воды, достигает 700–750 м. К востоку склон постепенно снижается до высот 550–600 м. Склон имеет в целом продольный профиль, близкий к прямому. Крутизна его составляет от 35 до 50°. Склон густо расчленен крутопадающими лотками глубиной до 20–30 м и шириной до 80–100 м с V-образным поперечным профилем. Борта лотков пересекаются между собой, образуя на поверхности склона систему островершинных гребней. Большая часть лотков пересекает весь склон от бровки до подножия, однако есть и более короткие формы, начинающиеся в средней части склона. Вершины всех лотков имеют циркообразную в плане форму, из-за чего бровка склона слегка фестончатая. В бортах и

Рис. 2.10. Сохранившийся фрагмент прибровочной части кальдеры, срезанный зоной сброса. В стенке обнажаются переслаивающиеся пачки лав и пирокластики, слагающие древний вулкан Матуа

Рис. 2.11. Расчлененный лавинно-камнепадно-эрозионными лотками фрагмент крутого склона древней кальдеры вулкана Матуа на северном берегу острова

Рис. 2.12. Молодой конус, сформированный пирокластическими потоками извержения 2009 г., спускавшимися по барранкосам, которые прорезают склон древней кальдеры

днище лотков, а также в их вершинных перепадах видны многочисленные обнажения скальных пород, представляющих собой переслаивание пачек лав и слоев пирокластики с общим преобладанием лавового материала. Образцы, отобранные из борта одного из лотков в нижней части данного склона, представлены темно-серыми андезитобазальтами, аналогичными обнаруженным в пределах лавовых потоков периферии вулкана Матуа в северо-восточной части острова.

Бровка склона сохраняет отчетливую выраженность, несмотря на то, что она частично погребена под краевой частью конуса вулкана Сарычева. Пирокластические потоки, спускающиеся с главного конуса, использовали расчленяющие склон лотки как естественные зоны транзита, в результате чего в приустьевых частях многих лотков и на прилегающей снизу пологонаклонной поверхности сформировались мощные аккумулятивные конусы, сложенные преимущественно пирокластикой при значительном участии колювия и селевых масс (рис. 2.12).

Происхождение и возраст этого склона дискуссионны. В ранее опубликованных работах данный склон рассматривается как молодое образование, сложенное голоценовыми лавами вулкана Сарычева и имеющее, соответственно, позднеголоценовый возраст (Дегтерев, 2013). Однако морфология склона, его аномальная крутизна, а главное – характер вскрытых склоном вулканитов, отличающихся от материала молодых лавовых потоков и зон аккумуляции пирокластики, позволяют предполагать, что данный склон является частью древней постройки вулкана Матуа – северным обрамлением кальдеры.

Причины, предопределившие аномальную крутизну поверхности, существенно превышающую фоновые значения, наблюдаемые у восточных склонов вулкана Матуа, могут быть различны. Возможно, это стало результатом подрезки склона денудацией (абразией), провоцировавшей прогрессивное расчленение склона гравитационными и эрозионными процессами. В пользу такой трактовки свидетельствует то, что склон и в настоящее время на отдельных участках опирается фактически на урез моря и активно подрезается абразией. Кроме того, далее к востоку, за полосой, погребенной под позднеголоценовыми лавовыми потоками и пирокластическими конусами северного склона вулкана Сарычева, этот склон трассируется уже вполне обычным абразионно-денудационным склоном (местами отмершим, а местами – активным).

С другой стороны, образование столь крутого склона могло стать результатом гравитационного расседания и обрушения северной периферии постройки вулкана Матуа. Подобные процессы достаточно обычны для крупных вулканических конусов. В пользу этой гипотезы косвенно свидетельствует наличие (по батиметрическим данным, приведенным на государственной геологической карте масштаба 1:200 000) на глу-

Рис. 2.13. Расчлененный многочисленными лавинно-эрозионными лотками участок аномально крутого склона в пределах обрамления кальдеры вулкана Матуа западнее бухты Айну. В левой части снимка – конус позднеголоценового вулкана Сарычева

бинах 100–1000 м крупной конусовидной в плане положительной формы рельефа шириной по основанию до 2,0–2,5 км и длиной до 3–4 км, прислоненной непосредственно к подножию данного склона. Возможно также, что этот конус представляет собой продукты обрушения северного фаса постройки вулкана Матуа.

Третий ареал аномально крутых склонов располагается в 0,6–1,5 км к северу и северо-востоку от западной оконечности бухты Айну и оконтуривает с юга поверхность лавового плато на высотах 450–500 м, отделяя его резким уступом от нижележащей поверхности древних лавовых потоков.

Склон относительно прямолинеен и ориентирован с запад-северо-запада на восток-юго-восток. Высота его достигает в западной части 200 м, а в восточной – 300 м. Продольный профиль склона относительно прямой, крутизной от 30 до 50°. По большей части склон задернован, местами порос стлаником. Выходы скальных пород, представленных типичными для постройки вулкана Матуа темно-серыми андезитобазальтами, преимущественно наблюдаются в прибровочной части склона, а также по тальвегам многочисленных лавинно-эрозионных лотков, густо расчленяющих склон (рис. 2.13). При этом глубина лотков, как правило, невелика и в целом их продольный профиль полностью повторяет профиль склона.

Происхождение склона также вызывает вопросы. Возможно, он имеет структурную обусловленность и фиксирует положение тектонического нарушения, рассекающего южную периферию древней постройки. Косвенно об этом свидетельствует и прямолинейность склона, а также то, что далее к западу за крупной эрозионно-селевой долиной он трассируется глубокой седловиной на поверхности южного отрога обрамления древней кальдеры, а к востоку – линейно вытянутой полосой зон высачивания грунтовых вод и крупных суффозионных образований в бухте Айну и пологой седловиной на поверхности 15–30-метровой террасы в основании мыса Плоский. Впрочем, для подтверждения этой трактовки необходимы более детальные геологические и геофизические исследования. До получения подобных данных нами принято более простое объяснение – подрезк в прошлом этого склона абразией.

Вулканический рельеф позднеголоценового возраста (вулкан Сарычева). Современная вулканическая постройка вулкана Сарычева сформировалась внутри вершинной кальдеры древнего вулкана Матуа и в настоящее время заполняет ее практически полностью. По морфологии это классический стратовулкан, в строении которого принимает участие как лавовый материал, так и пирокластика, по составу отвечающая преимущественно андезитам или андезитобазальтам (Дегтерев и др., 2012). Возраст постройки, определенный на основании детальных тефростратиграфических исследований почвенно-пирокластического чехла в восточной равнинной части острова, определен как позднеголоценовый (Дегтерев, 2013). В силу того, что морфологическое и геологическое строение молодого вулкана достаточно детально описано ранее в работах специалистов ДВО РАН, остановимся лишь на некоторых ключевых моментах.

Рис. 2.14. Выположенные дистальные поверхности молодых лавовых потоков образуют мыс Лисий

Современная постройка резко асимметрична. С запада и северо-запада длинные пологовогнутые склоны молодого конуса спускаются непосредственно к морю. В верхней части крутизна их достигает местами 30–40°, выполаживаясь к нижней части до 15–20°. В северо-восточной части конуса, в районе мыса Лисий, наблюдаются и более пологие участки (8–10°), морфологически очень схожие с лавовыми плато, характерными для периферии постройки вулкана Матуа на полуострове Клюв (рис. 2.14).

Склоны представляют собой преимущественно комплекс наложенных друг на друга и частично перекрывающихся лавовых потоков, на отдельных участках полностью перекрытых мощными молодыми зонами аккумуляции пирокластических потоков.

С юга, востока и севера ниже отметок 500–800 м из-под молодых вулканитов проступают описанные в предыдущем разделе остатки доголоценовой постройки вулкана Матуа. На этих участках склоны позднеголоценового вулкана короткие и практически прямые или слабовогнутые, с крутизной 25–35°. Лишь на одном участке северного склона шириной около 500 м молодые лавовые потоки (в том числе лавовый поток извержения 2009 г.) и пирокластические потоки по крупным барранкосам «прорвались» через сохранившиеся участки обрамления древней кальдеры и достигли моря (рис. 2.15). Здесь сформировались в целом близкий к прямому длинный склон и серия выдвинутых в акваторию полуостровов, соответствующих разновозрастным позднеголоценовым лавовым потокам и крупной зоне аккумуляции пирокластики.

По всему периметру верхняя наиболее крутая часть склонов вулкана расчленена серией крутопадающих ложбин и ущелий, ширина которых по бровкам достигает 100–200 м, глубина варьирует от первых метров до первых десятков метров; поперечный профиль, как правило, близок к ящикообразному. В бортах этих ущелий в основном вскрываются толщи лав, реже – пирокластика. Эти образования представляют собой денудационно-вулканические ложбины (аналог барранкос), которые служат основным путем транзита пирокластических потоков во время извержений, а в период относительного покоя осваиваются эрозионно-селевыми процессами. К нижним частям таких ложбин в большинстве случаев приурочены основания крупных зон аккумуляции пирокластики. Кроме того, по таким ложбинам, вероятно, осуществляется спуск лавовых потоков вниз по склонам.

На восточном склоне молодого конуса над крупной зоной аккумуляции пирокластического материала также наблюдается серия специфических неглубоких ложбин (рис. 2.16). Глубина их не превышает нескольких метров при длине в сотни и ширине в десятки метров. Днища ложбин полностью заняты обнажениями лав. Вероятно, эти ложбины

Рис. 2.15. Северный берег о. Матуа. Лавовые и пирокластические потоки молодой вулканической постройки переваливают через бровку древней кальдеры и формируют у подножия ее внешнего склона выположенную аккумулятивную поверхность (на среднем плане), выдвинутую в море в виде полуострова. Хорошо заметны ландшафтные различия между пирокластическим конусом 2009 г. (лишен растительности) и более древним

Рис. 2.16. Северо-восточный склон вулкана Сарычева. Видны ложбины, по которым проходил срыв и перемещение чехла пирокластического материала предположительно в ходе извержения 2009 г.

Рис. 2.17. Древний абразионный уступ, выработанный в пирокластике на южном берегу острова и отмерший в результате формирования более молодого пирокластического конуса

представляют собой зоны срыва пирокластического чехла, перекрывающего склон.

Несмотря на то, что чехол пирокластики наблюдается практически на всей поверхности постройки, зоны наиболее мощной ее аккумуляции локализованы и приурочены к местам схода наиболее крупных пирокластических потоков. Всего выявлено восемь таких зон аккумуляции, некоторые из которых сливаются друг с другом, образуя единые аккумулятивные поля. Наиболее крупная и мощная зона аккумуляции приурочена к северо-западной части конуса и расположена западнее мыса Лисий. Ширина этой зоны по дистальному краю превышает 2 км, а площадь более 2 км^2. Основание расположено на высотах 450–500 м. Несколько менее мощные зоны аккумуляции наблюдаются в южной и северо-восточной частях острова, а также на восточном склоне вулкана. Языки этих зон спускаются в верховья эрозионно-селевых врезов, расчленяющих древний склон вулкана Матуа и, таким образом, служат главным источником твердой фазы для селей и лахаров.

Судя по строению абразионных уступов, подрезающих фронтальные части некоторых зон аккумуляции, мощность пирокластического материала в их пределах измеряется десятками метров. Под пирокластическими конусами погребаются фронтальные уступы древних лавовых потоков, а в отдельных случаях «просвечивают» древние абразионные уступы, фиксирующие положение береговой линии до крупных извержений (рис. 2.17). В 2016 г. на поверхности молодой пирокластики извержения 2009 г. года отмечены продолжающие функционировать вторичные фумаролы – сопла дегазации. В частности, такой объект обнаружен на южной зоне аккумуляции пирокластики на высотах около 200 м н. у. м.

На поверхности пирокластических потоков наблюдается характерный рельеф лопастевидных гряд. Они представляют собой выпуклые в поперечном профиле и слегка расширяющиеся вниз по склону валы высотой от 1,0–1,5 до 3,0–3,5 м и шириной по основанию от 10–12 до 20–30 м, сложенные полуокатанными обломками шлаков, а иногда и резургентной пирокластики диаметром преимущественно до 0,2–0,4 м (рис. 2.18). Другим характерным элементом зон аккумуляции пирокластики являются линейно вытянутые обвалованные ложбины глубиной до 3–4 м и шириной по бровкам до 20–30 м, фиксирующие, вероятно, пути транзита отдельных «струй» внутри пирокластичеких потоков (рис. 2.19).

Вершина вулканической постройки осложнена крупным кратером диаметром до 400–450 м и глубиной (глазомерно) до 150 м (на июнь 2016 г.). Борта кратера крутонаклонные, практически отвесные, полностью обнажены. На дне кратера в период наблюдений 17 июня 2016 г. хорошо читалась покрытая радиальными трещинами пологовыпуклая поверхность лавовой пробки, наблюдалась активная фумарольная деятельность (рис. 2.20). Бровки кратера четкие, резкие, местами слегка фестончатые. На отдельных участках в бровке наблюдаются четко очерченные понижения, через которые в ходе последних извержений происходило излияние лав. В восточном направлении между верховья-

Рис. 2.18. Лопастевидные гряды в дистальной части южного пирокластического потока

Рис. 2.19. Обвалованная ложбина в пределах зоны аккумуляции южного пирокластического потока

Рис. 2.20. Современный кратер вулкана Сарычева в июне 2016 г. В днище кратера видна лавовая пробка, покрытая радиальными трещинами

ми крупных ложбин, расчленяющих южный и северо-восточный склон вулкана, от бровки кратера тянется узкий гребень длиной около 300 м. В восточной части гребень расширяется, образуя куполообразную вершину, на которой Г. С. Горшков (1967), а вслед за ним и все прочие исследователи, отмечали наличие палеократера. В ходе маршрутного обследования следов палеократера обнаружено не было. Возможно, они были окончательно уничтожены в результате аккумуляции пирокластического материала в ходе извержения 2009 г.

■ **Небольшие вулканические аппараты предположительно позднеоплейстоценового – раннеголоценового возраста.** В пределах острова Матуа наблюдаются два образования, которые могут быть отнесены к этому классу – массив Плоский и сопка Круглая.

Массив Плоский наложен на нижнюю часть восточного склона вулкана Матуа, практически на переходе к равнинной части острова. Он представляет собой образование неправильной формы, состоящее из практически изометричного округлого ядра диаметром около 600–

700 м, к которому с северо-востока и юга причленены выступы длиной до 300–350 м. По всему периметру массив ограничен отчетливыми короткими крутыми уступами высотой до нескольких десятков метров и крутизной преимущественно 20–25°. Однако по юго-восточному и северному фасам, на участках, где склоны подрезаются эрозионно-селевыми понижениями, их крутизна местами возрастает до 30–40°, с отдельными локальными отвесными уступами, в которых вскрываются слагающие массив темно-серые андезитобазальты.

Вершинная поверхность массива устроена довольно сложно. Она представляет собой наслоение разноуровневых террасовидных образований, вытянутых дугообразно (преимущественно параллельно северной и западной границам массива), отделенных друг от друга отчетливыми уступами высотой от первых метров до 10–15 м (рис. 2.21).

В целом наблюдается постепенное понижение поверхности от северо-западной части массива на юг, юго-восток и восток – от более 200 м н. у. м. до 100 м на юге и 70–80 м на северо-востоке. В центральной и восточной части массива наблюдается отчетливо выраженное, но сильно переработанное эрозионно-денудационными процессами понижение, воз-

Рис. 2.21. Вид с юга на массив Плоский (в центральной части снимка). В правом верхнем углу – о. Топорковый

можно, фиксирующее положение древнего кратера этой вулканической постройки. Выступы массива на северо-восток и юг, вероятно, представляют собой лавовые потоки, связанные с деятельностью данного эруптивного центра, а вершинная поверхность – своеобразное лавовое плато.

Все склоны и вершинные поверхности густо заросли стлаником и задернованы, что затрудняет выявление геологических особенностей массива. Возраст массива неизвестен. Исходя из сходства слагающего массив материала с материалом древних лавовых потоков вулкана Матуа, можно предполагать неоплейстоценовый возраст данного вулканического аппарата. Для уточнения возраста необходимо проведение абсолютного датирования лав, слагающих массив.

Сопка Круглая расположена в равнинной юго-восточной части острова. Она представляет собой округлый в плане изометричный холм (рис. 2.22), наложенный на поверхности террас высотой 60–80 м к северу от сопки и 40–60 м к востоку и юго-востоку. С запада к подножию склонов сопки примыкают внешние части пролювиально-селевых конусов выноса долин, расчленяющих на данном участке восточный фланг древнего вулкана Матуа.

Диаметр основания сопки – 370–400 м, высота – от 50–60 м по западному и северному склонам до 60–70 м по южному и восточному. Вершинная поверхность представляет собой отчетливо выпуклую площадку диаметром до 60–80 м, существенно антропогенно преобразованную – на ней размещались инженерные сооружения погранзаставы. Бровки вершинной поверхности нечеткие. Склоны сопки густо заросли ольховым стлаником, имеют выпуклый продольный профиль, их крутизна достигает 18–25°. Основание склонов по всему периметру сопки достаточно четко выражено и не несет никаких следов подмыва (абразионного), что косвенно свидетельствует о том, что сопка моложе окружающих ее террасовых уровней и наложена на них.

Вершинная поверхность и склоны сопки полностью перекрыты почвенно-пирокластическим чехлом, детально охарактеризованном в ранее опубликованных работах (Дегтерев, 2013). Мощность его достигает 4–5 м и практически не изменяется в пределах сопки, как не меняется и набор входящих в его состав слоев тефры и разделяющих их погребенных почв. Под почвенно-пирокластическим чехлом в расчистке в нижней части западного склона сопки обнаружены выходы красноватых туфолав (рис. 2.23), что однозначно подтверждает вулканическую природу сопки.

Возраст сопки Круглая точно не известен, но калиброванная радиоуглеродная датировка, полученная по палеопочве, залегающей на поверхности купола, показала значение 12660 ± 1230 (ЛУ-6604) (Арсланов и др., 2011; Разжигаева и др., 2018), что соответствует самому концу верхнего плейстоцена (Дегтерев и др., 2018).

Рис. 2.22. Сопка Круглая. Вид с запада. В левой части снимка – краевая часть массива Плоский

Рис. 2.23. Экскаваторная расчистка в нижней части западного склона сопки Круглая. Под мощным почвенно-пирокластическим чехлом вскрываются розоватые туфолавы (в левой нижней части снимка)

Прибрежно-морской рельеф

Древний прибрежно-морской рельеф представлен разноуровенными морскими террасами, локализованными в юго-восточной части острова, а также фрагментами древних береговых линий, фрагментарно сохранившимися в нижних частях склонов вулканов Матуа и Сарычева.

В юго-восточной части острова выделяются три уровня террас: 25–45-метровая, 15–25-метровая и терраса на высоте до 10–15 м.

25–45-метровая терраса сохранилась фрагментарно. Наиболее крупный ее участок имеет размеры 1×0,4 км и образует мыс Орлова. Узкой полосой шириной 100–350 м терраса протягивается и далее на север вдоль берега острова, выклиниваясь в бухте Двойная в 1 км к юго-востоку от сопки Круглая. Второй фрагмент этого террасового уровня располагается в районе мыса Пологий и образует выступ между участками 10-метровой террасы бухт Айну и Южная. Он вытянут с запад-юго-запада на восток-северо-восток на 1 км и имеет ширину до 200 м. Вполне возможно, что площадь 25–45-метровой террасы существенно больше видимой, поскольку тыловая часть ее погребена под пролювиально-селевыми отложениями древнего конуса выноса Большого лахара.

Поверхность террасы в целом слабоволнистая. Существенная антропогенная переработка поверхности террасы существенно затрудняют выявление на ее поверхности следов прибрежно-морского палеорельефа. Единственной достоверно установленной прибрежно-морской формой рельефа является полупогребенный под почвенно-пирокластическим чехлом древний кекур в бухте Айну на высоте более 30 м н. у. м., выраженный в настоящее время в виде конического возвышения высотой до 4–5 м и диаметром по основанию до 25–30 м.

Практически повсеместно, кроме района бухты Айну, со стороны моря данный террасовый уровень ограничен крутыми абразионными и абразионно-денудационными склонами высотой в первые десятки (до 30–40) метров. В уступах вскрываются древние (гелазские или более древние) вулканогенные образования (рис. 2.24).

В пределах полуострова Орлова и в бухте Южная они представлены преимущественно андезитами, а ближе к мысу Орлова – дацитами, переслаивающимися с древней пирокластикой, прорванными многочисленными дайками и проработанными гидротермами. В бухте Двойная нижние части склонов преимущественно сложены туфоконгломератами, переслаивающимися с андезитами. Морские отложения представлены маломощными пачками песков и галечников толщиной не более 1,0–1,5 м. Залегают они под молодым почвенно-пирокластическим чехлом на глубинах 3,5–5,0 м на кровле коренных дочетвертичных пород. Местами, вероятно, морские отложения и вовсе отсутствуют. Таким обра-

Рис. 2.24. Абразионные уступы 25–45-метровой террасы на юго-востоке острова Матуа. А – Клиф у мыса Орлова, сложенный дацитами. Высота уступа около 30–35 м. В средней части снимка – дайка базальтоидов с отчетливо выраженной столбчатой отдельностью. Б – отмерший абразионно-денудационный склон и молодой клиф в туфоконгломератах восточной периферии полуострова Орлова

зом, можно уверенно говорить о цокольном характере и аккумулятивно-абразионной природе данного террасового уровня.

Возраст террасы не установлен. Этот вопрос требует дополнительной проработки и представляет самостоятельный научный интерес. Можно лишь уверенно говорить о доголоценовом ее возрасте.

С юго-запада, в районе бухты Айну, к поверхности 25–45-метровой террасы причленен более низкий террасовый уровень на высотах 15–25 м, составляющий большую часть мыса Пологий. Большая часть этой террасы имеет пологонаклонную к западу и северо-западу поверхность, осложнена серией ложбин, по которым, возможно, сбрасывается вода после разгрузки лахаров на расположенных выше по рельефу конусах выноса. В наиболее сниженной, северо-западной части террасы, у подножия одного из лавовых потоков вулкана Матуа располагается палеолагуна, фиксируемая заболоченным участком поверхности, на котором в настоящее время происходит торфонакопление. Из палеолагуны берет начало ручей Хесупо.

Поверхность этого террасового уровня также перекрыта почвенно-пирокластическим чехлом, мощность и внутреннее устройство которого в целом аналогичны обнаруженным в разрезах 25–45-метровой террасы. В основании почвенно-пирокластического чехла здесь также залегают морские отложения, представленные в верхней части террасы морскими галечниками с песчаным заполнителем, а в сниженной части – песками с косой слоистостью (рис. 2.25). Наличие коренного цоколя у террасы не доказано. Однако в средней части уступа террасы практически по всей его длине наблюдаются многочисленные выходы грунтовых вод, что привело здесь к формированию суффозионного педимента. Очевидно, выходы грунтовых вод приурочены к какому-то водоупорному горизонту, которым, вполне вероятно, являются коренные породы, залегающие в основании данной террасы.

Возраст данной террасы также достоверно неизвестен. Впрочем, строение почвенно-пирокластического чехла, изученное в разрезе (см. рис. 2.25), в котором морские отложения перекрыты пирокластикой, включающей прослой, коррелируемый с кальдерообразующим извержением вулкана Матуа, позволяет уверенно говорить о том, что данная поверхность существует в субаэральном режиме как минимум с конца позднего неоплейстоцена.

Комплекс террасовых уровней на высотах менее 10–15 м распространен преимущественно в пределах южной части острова. Наиболее крупные фрагменты этих поверхностей расположены в бухтах Южная и Айну. В бухте Южная ширина этой поверхности достигает 400–550 м, в бухте Айну – 250–300 м.

Рис. 2.25. Наклонные песчаные прослои в предположительно морских отложениях 10–25-метровой террасы

Рис. 2.26. Древние береговые валы на 5–10-метровой террасе в центральной части бухты Южная. На заднем плане – отмерший абразионный уступ

Поверхность террасы в бухте Южная осложнена системой хорошо выраженных береговых валов, количество которых на отдельных участках достигает 15 (рис. 2.26). Высота отдельных валов достигает 3–4 м при ширине по основанию до 30–35 м. Валы сложены хорошо отмытым песчаным материалом, задернованы, местами – полузадернованы. На отдельных участках наблюдаются небольшие песчаные раздувы и дюнные массивы; фронтальные уступы ближайших к морю валов несут следы цунамигенных размывов, описанных ранее (Кравчуновская и др., 2008). Между валами, особенно в тыловой части террасы, наблюдается активное торфонакопление. На тыловую часть террасы наложена серия небольших конусов выноса оврагов, расчленяющих отмерший абразионный уступ. Последний выработан в краевых частях бухты в 25–45-метровой террасе, а в кутовой ее части – в древнем пролювиально-пирокластическом конусе. Со стороны моря терраса отделена от нижерасположенной поверхности современного пляжа отчетливым абразионным уступом высотой от первых десятков сантиметров до 2–3 м. Уступ практически отвесный, обнаженный, целиком сложен морскими песками. Терраса имеет аккумулятивный характер, хотя и наложена на близко залегающий коренной цоколь (выходы коренных пород наблюдаются в приурезовой части нижерасположенного пляжа).

В бухте Айну 10-метровая терраса устроена несколько иначе. Тыловую ее часть составляет практически плоская обширная поверхность на высоте около 10 м. Разрезом, заложенным в ее тыловой части до глубины более 2 м, вскрыты переслаивающиеся торфа и морские (в том

числе цунамигенные) песчаные отложения, а также тонкие прослои тефры (рис. 2.27). В юго-восточной части располагается заболоченная палеолагуна. Поверхность террасы здесь пересечена густой сетью водотоков, берущих начало на уступе примыкающей 15–25-метровой террасы. Ближе к морю располагается два достаточно крупных и хорошо трассирующихся через всю поверхность береговых вала высотой до нескольких метров и шириной по основанию до 20–30 м. Валы разбиты на отдельные фрагменты прорезающими их эрозионными врезами и несут следы цунамигенных размывов. В тыловой части террасы и на прилегающем склоне более высокой террасовой поверхности наблюдаются многочисленные наброcы плавника – следы заплеска цунами 2006 г. Фронтальный уступ этой террасы имеет отчетливый абразионный характер и выражен так же хорошо, как и уступ террасы в бухте Южная. Опирается он на поверхность современного пляжа. Высота уступа меняется от 2–3 м в краевых частях бухты до 0,5–1,0 м в ее центральной части. Терраса имеет аккумулятивный характер.

Меньшие по размерам и более просто устроенные фрагменты этого террасового уровня встречаются также на восточном побережье острова. Ширина их не превышает 30–50 м. Как правило, они одноуровневые, лишены береговых валов, целиком сложены песчаными и песчано-галечными морскими отложениями и отделены от нижележащей поверхности современного пляжа и/или бенча в абразионными уступами различной степени выраженности высотой от 0,5–1,0 м на южной периферии полуострова Клюв до 3,0–3,5 м на восточном фасе полуострова Орлова.

Рис. 2.27. Переслаивающиеся торфа, тефра и цунамигенные отложения в разрезе в тыловой части 10-метровой террасы в бухте Айну

В отличие от более высоких террасовых уровней данная поверхность достаточно неплохо изучена и хорошо геологически охарактеризована. Имеющиеся радиоуглеродные датировки (2345±37, по Fitzhugh et al., 2002) свидетельствуют о том, что торфонакопление на этих поверхностях началось во второй половине голоцена, а сама терраса имеет однозначно голоценовый возраст.

■ **Современный прибрежно-морской рельеф.** Береговая линия о. Матуа протягивается на 42,5 км и имеет в целом абразионный характер с чередованием относительно выровненных и изрезанных, стабильных и высокодинамичных участков (Приложение 2). По геоморфологическим признакам (серии разновысотных аккумулятивных и абразионных террас) можно уверенно говорить об общем тектоническом подъеме берегов острова относительно уровня моря. В акватории, окружающей о. Матуа, наблюдаются приливно-отливные колебания уровня моря с амплитудой около 1,5 м, но из-за приглубости береговых склонов, высокой волновой (штормовой) активности и открытого характера береговой линии эти колебания не играют серьёзной рельефоформирующей роли и не образуют характерных типов берегов. Выделены пять основных типов берегов: 1) абразионные в лавах и конгломератах; 2) абразионные в пирокластике и пролювии; 3) абразионные с валунно-глыбовой отмосткой; 4) обвальные и 5) аккумулятивные. Распределение типов берегов по протяжённости показано на рис. 2.28.

Абразионные берега в лавах и конгломератах – наиболее широко распространенный тип берега, который занимает почти половину длины береговой линии о. Матуа. Берега такого типа приурочены к выходам в бе-

Рис. 2.28. Распределение разных типов берегов о. Матуа по протяженности

реговой зоне прочных скальных пород лавовых потоков, а также интрузивных и субаквальных вулканогенных пород (туфов и конгломератов). Участки данного типа имеют в плане вид сильно изрезанных мысов сложных очертаний. Берега этого типа делятся на несколько морфологических подтипов: субвертикальные клифы высотой до нескольких десятков метров с подводным или надводным основанием; ступенчатые крутые (от 30° до 80°) склоны с небольшими разноуровневыми абразионными террасами (рис. 2.29); широкие (до 400 м) бенчи, выровненные и расчлененные гребнями более прочных пород (рис. 2.30); переходные и комбинированные подтипы.

Для берегов этого типа характерны абразионные останцы – кекуры, наиболее крупные из которых представляют собой отдельные острова. Высота таких останцов может превышать 30 м, а площадь – 5 га. Данный тип берега, хоть и относится к абразионным, но является наиболее устойчивым среди берегов о. Матуа. Скорости абразии таких берегов не превышают нескольких сантиметров в год, а на отдельных участках абразия полностью прекращается. Мысы, на которых формируются берега этого типа, служат каркасом береговой линии острова и определяют ее общую конфигурацию; между ними располагаются участки с более активной динамикой.

Абразионные берега в пирокластических и пролювиальных породах (рис. 2.31) развиты только на северо-западной половине о. Матуа, где они занимают значительные по длине участки (до 1,2 км) и приурочены к молодым относительно рыхлым и слабоустойчивым к размыву породам, образование которых связано с эксплозивными извержениями вулкана Пик Сарычева. С начала XX в. произошло не менее восьми извержений разной интенсивности с интервалами от 2 до 30 лет (Дегтерев и др., 2011). Это наиболее динамичный тип берегов о. Матуа. Обширные по площади конуса и шлейфы лахаровых и пирокластических отложений выдаются в море в виде мысов или заполняют бухты во время извержений, выдвигая береговую линию в море на сотни метров, после чего на этих участках начинается волновой размыв скоростью несколько десятков метров в год. В результате выдвинутая в море линия берега возвращается к своему изначальному положению за несколько лет. Материал размыва пород таких участков переносится потоками наносов на сопредельные участки, наращивая их, а значительная его часть (песчаная и более мелкие фракции) выносится из береговой зоны на большие глубины. Берега этого типа в плане имеют вид пологих выпуклых, либо вогнутых дуг большого радиуса; это наиболее выровненные участки береговой линии острова. Основные элементы в профиле этих берегов – вертикальные клифы высотой до 40 м, в основании которых могут наблюдаться неглубокие волноприбойные

Рис. 2.29. Мыс Клюв. Тип берега – абразионный в лавах. Подтипы – субвертикальные клифы и поднятые абразионные террасы

Рис. 2.30. Мыс Орлова. Тип берега – абразионный в лавах. Подтип – широкие бенчи с крупными кекурами

Рис. 2.31. Северо-восточная сторона о. Матуа. Тип берега абразионный в пирокластических и пролювиальных породах

Рис. 2.32. Бухта Двойная. Тип берега абразионный с валунно-глыбовой отмосткой

ниши, а чаще – коллювиальные шлейфы шириной и высотой до первых десятков метров. Обвально-осыпные процессы на этих клифах идут непрерывно, постоянно наблюдается падение обломков всего спектра размерности, вплоть до глыб в несколько метров в поперечнике. На поверхностях молодых конусов нередко наблюдаются отмершие уступы размыва, расположенные выше активных, они маркируют старые положения береговых линий в момент схода новых пирокластических и селевых потоков.

Еще один элемент профиля – широкие (до 50 м) прислоненные гравийно-галечные пляжи до 3 м высотой. Параметры таких пляжей не защищают клиф от штормового заплеска, и пляжи отступают совместно с клифом с катастрофическими скоростями. Нередки ситуации, при которых молодые отложения перекрывают ранее сформированные абразионные останцы, а впоследствии они в ходе размыва берега повторно экспонируются на дневную поверхность. Характерный цикл существования участков такого типа берегов составляет несколько десятков лет.

Абразионные берега с валунно-глыбовой отмосткой (рис. 2.32) занимают 14 % береговой линии о. Матуа. Основной район распространения – бухта Двойная, где их протяженность превышает 4,6 км. Такие берега вырабатываются у высоких (30 м и выше) уступов, выработанных в слоистых плейстоценовых толщах (переслаивание лав, туфов и пролювия), насыщенных обломками глыбовой размерности. Генезис данных участков берега – абразионный, однако, по мере отступания клифа, количество крупных глыб, превосходящих размерами наносы волнового поля, на образованном бенче увеличивается до такой степени, что они начинают выполнять роль естественного берегозащитного сооружения, гася энергию штормового заплеска. Таким образом, дальнейшее разрушение клифа резко замедляется и происходит в основном под воздействием комплекса склоновых процессов, активизируясь только заплесками волн цунами, которые размывают шлейфы склоновых отложений и подрезают основание отмерших клифов. Помимо клифа, главным элементом берегов этого типа являются валунно-глыбовые отмостки (вытянутые вдоль берега скопления крупных глыб и валунов с отсутствием или с малым количеством мелкоразмерных обломков, практически не подверженные перемещению штормовыми волнами). Контуры береговой линии таких берегов определяются геологическим строением уступов, слегка сглаженных абразией; в плане это округлые выступы и вогнутости без резких изгибов. Берега данного типа весьма устойчивы и малодинамичны.

Денудационные (обвальные) берега (рис. 2.33) самый редкий тип берега о. Матуа. Имеются всего три коротких участка общей длиной 770 м. Берега этого типа представляют собой обвальные конуса, сложен-

Рис. 2.33. Северо-западная часть бухты Айну. Обвальный тип берега

ные крупноглыбовыми обломками у подножия высоких лавовых уступов. Вероятно, такие обвалы имеют сейсмогенную природу. Развитие этого типа берегов не связано с деятельностью морского волнения, деформации рельефа конусов имеют гравитационные и сейсмические причины.

Аккумулятивные берега – второй по распространенности тип берега. Они занимают четверть контура о. Матуа, при этом основной район расположения берегов этого типа – южная часть острова, где аккумулятивные комплексы бухт Айну и Южная вытянуты более чем на 5 км (рис. 2.34). Аккумулятивные берега формируются в зонах транзита и разгрузки потоков береговых наносов, зарождающихся на абразионных берегах, преимущественно на абразионных в пирокластике и пролювии. Преобладающая часть материала, поступающего в волноприбойную зону, на участках размыва попадает в группу наносов волнового поля и вовлекается во вдольбереговое перемещение в направлении, определяемом гидродинамическим режимом, – с северо-запада на юго-восток.

Для аккумулятивных берегов характерны плановые очертания в форме вогнутых широких дуг большого радиуса, приуроченных к бухтам. Локально встречаются и прямолинейные аккумулятивные участки. Главный элемент аккумулятивного типа берега – полнопрофильные (двускатные)

Рис. 2.34. Бухта Южная. Аккумулятивный тип берега с галечно-песчаным пляжем

береговые валы, сложенные пляжевыми наносами размерностью от галечной до песчаной. Береговые валы формируют серии (до 16 шт.) от свежих современных, расположенных в волноприбойной зоне, до древних, расположенных на голоценовых террасовых уровнях с абсолютными высотами до 20 м. Длина валов достигает 2,4 км, ширина – 240 м, высота – 4,5 м (рис. 2.35). Материал, слагающий береговые валы, дифференцируется по мере удаления от источника поступления в береговую зону; повсеместно отмечается уменьшение гранулометрического состава наносов пляжей по направлению потока наносов – от галечного к песчаному. В тылу молодых бере-

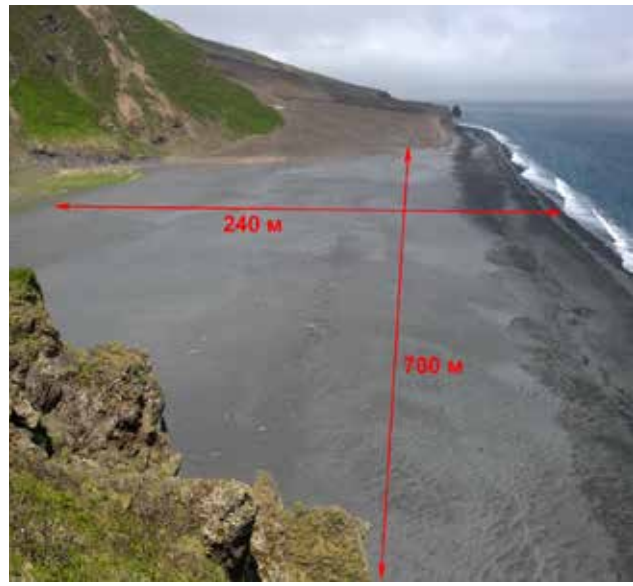


Рис. 2.35. Северо-восточная сторона о. Матуа. Аккумулятивный тип берега. Крупнейший береговой вал острова

Рис. 2.36. Бухта Южная. Неактивный дюнный массив, осложняющий древний береговой вал на 10-метровой голоценовой террасе

говых валов остаются более низкие поверхности старых пляжей и бенчей, вышедших за пределы зоны волнового воздействия, которые со временем перекрываются эоловыми и пролювиальными наносами, образуя уровень современных террас.

На поверхностях современных пляжей активно происходит дефляция песчаного и мелкогравийного материала, а на заросших террасовых уровнях отмечается эоловая аккумуляция с наращиванием высоты валов и формированием отдельных дюнных массивов длиной до 200 м и высотой до 5–6 м над окружающей поверхностью) (рис. 2.36). Существенные дюнные массивы расположены только на 10-метровой голоценовой террасе в бухте Южная. Они наращивают высоту древних береговых валов и вытянуты вдоль них. Местами дюны соседних валов срастаются, образуя изометричные в плане массивы. При этом дюны, расположенные во внутренних частях террас, неактивны и хорошо закреплены плотным травянистым покровом, в то время как дюны, приуроченные к молодым валам, интенсивно нарастают и покрыты песчаным колосняком, не образующим сплошного покрова. Всего насчитывается около 10 дюнных массивов.

Динамика рельефа аккумулятивных берегов весьма высока и зависит от гидрометеорологической обстановки. На фоне общего выдвижения береговой линии в сторону моря периодически возникают размывы ранее сформированных валов, в том числе и низких частей аккумулятивных террас. Максимальная ширина зоны аккумуляции, превышающая 500 м, отмечена в бухте Южная. Для участков аккумулятивных террас характерны пологонаклонные поверхности на низких гипсометрических уровнях, что способствует далекому проникновению волн цунами вглубь суши (до 400 м в бухте Айну). В результате действия волн цунами крупные участки аккумулятивных береговых валов могут быть полностью размыты (Пинегина и др., 2007) (рис. 2.37).

На сильно изрезанных берегах северо-западной стороны острова в микробухтах местами формируются карманные пляжи, длина которых может достигать 200 м, а ширина – 150 м. Материал пляжей формируется как за счет абразии сопредельных пирокластических конусов, так и за счёт выносов сезонных селевых потоков. Для таких пляжей характерна сверхвысокая динамика. При условиях поступления материала береговая линия может быть выдвинута в море на десятки метров за эпизод, а в случае дефицита материала размыв пляжей также может достигать десятков метров за шторм.

Рис. 2.37. Бухта Айну. Поверхность голоценовой террасы, на которой был размыт комплекс береговых валов в результате цунами 2006–2007 гг.

Селевой и флювиальный рельеф

Селевой и флювиальный рельеф в пределах острова Матуа представлен главным образом многочисленными разновозрастными и разноразмерными эрозионно-селевыми врезами, расчленяющими склоны молодого вулкана Пик Сарычева и сохранившиеся фрагменты обрамления кальдеры вулкана Матуа.

В пределах склонов позднеголоценового вулканического аппарата преобладают относительно небольшие молодые селевые врезы. В большинстве случаев они расчленяют перекрытые пирокластикой поверхности склонов вулкана, местами формируя участки «почти бэдлендов». Большая часть этих врезов имеет характер крупных промоин или небольших оврагов и локализуется на перегибах склона (боковые и фронтальные уступы лавовых потоков, погребенных под пирокластикой и пр.). Как правило, глубина их не превышает 1,0–1,5 м при ширине по бровкам

до 3–5 м, редко больше. Поперечный профиль обычно V-образный или теснинообразный (рис. 2.38). Общее количество таких врезов измеряется десятками, а, возможно, и сотнями. Значительная часть их эфемерна и по мере развития эрозионной сети поглощается более крупными врезами либо полностью погребается под продуктами извержений вулкана.

Более крупные врезы локализуются только в пределах зон аккумуляции пирокластических потоков, где большие мощности относительно рыхлого материала благоприятствуют линейной эрозии (рис. 2.39). Кроме того, обычно вершины таких крупных врезов трассируются вверх по склонам вулкана к крупным барранкосам, расчленяющим верхнюю часть его склонов. В частности, такие более крупные врезы отмечены вдоль восточной периферии южной зоны аккумуляции пирокластики и по краям северо-восточной зоны аккумуляции.

Основную роль в образовании врезов на молодом вулканическом конусе играют селевые процессы, активность которых высока даже на протяжении перерывов в активности вулкана. В период активного снеготаяния, которое в зависимости от условий конкретного года обычно происходит с мая по июль, особенно в солнечные дни, селевые или микроселевые потоки сходят по таким формам практически ежедневно, что неоднократно наблюдалось нами в ходе полевых работ и описано для некоторых других селевых вулканических районов (Черноморец, Сейнова, 2010). Другими словами, активность селевых процессов здесь крайне высока. Однако мощность потоков, объемы переносимого отдельными селями материала в обычных условиях незначительны. Наибольший объем переносимого материала первоначально аккумулируется на промежуточных позициях – в пределах нижней части склона вулкана. Лишь незначительная его доля сразу достигает береговой зоны. Существенно более масштабные преобразования рельефа могут происходить при быстром снеготаянии и сходе лахаров, спровоцированных извержениями вулкана.

Рис. 2.38. Зона транзита Большого лахара в среднем течении. Вид вниз по долине

Рис. 2.39. Приустьевая часть крупного селевого среза, заложившегося по восточному краю северо-восточной зоны аккумуляции пирокластики. Хорошо видна свежая аккумуляция мая – июня2016 г., перекрывающая снежник

Обрамление древней кальдеры вулкана Матуа расчленено существенно более крупными и, вероятно, древними врезами. Ширина их по бровкам достигает в отдельных случаях первых сотен метров, глубина измеряется десятками метров. Характер поперечного профиля этих врезов существенно меняется от места к месту. На участках, где врезы прорезают уступы древних лавовых потоков, наблюдаются более узкие и глубокие, местами каньонообразные, долины, в крутых бортах которых вскрываются скальные стенки, сложенные лавами (рис. 2.40). На выположенных участках продольного профиля врезы могут даже меандрировать, причем местами это приводило к заплескам селевых потоков за бровки среза и формированию участков боковых врезов параллельно главной форме. Иногда на бортах врезов наблюдаются неявно выраженные террасовые уровни, возможно, представляющие собой недоразмытые остатки древней селевой аккумуляции.

Крупные селевые врезы южного макросклона вулкана Матуа практически не имеют морфологически выраженных конусов выноса, поскольку приустьевые части этих врезов переработаны абразией. Тем не

Рис. 2.40. Небольшой селевой врез на северо-восточной зоне аккумуляции пирокластики

менее эти врезы активно функционируют, борта их несут следы размыва, а наиболее крупная из таких систем в 2009 г. также служила зоной транзита для лахара, выбросы которого достигли берега моря.

Эрозионно-селевые врезы, расчленяющие восточный и юго-восточной склон древней постройки, открываются преимущественно на поверхность низких лавовых плато периферии вулкана Матуа, древние пирокластические конусы и разновысотные морские террасы. Значительная часть этих врезов вершинами выходит к подножию склонов молодого вулканического аппарата. В верховья врезов «заходят» языки пирокластического материала, который и служил основным источником твердой фазы для лахаров, сошедших с вулкана в 2009 г.

Во всех случаях ниже устьев таких врезов на равнинные, покатые в сторону моря поверхности лавовых плато наложены зоны аккумуляции селевого материала. Для них характерна пологовыпуклая поверхность, наличие в различной степени выраженных радиально расходящихся от основания конусов русел временных водотоков и повышенное содержание грубообломочного материала в слагающих конуса отложениях.

Наиболее крупный и хорошо выраженный пролювиально-селевой конус выноса сформировался у крупного вреза, открывающегося в створе взлетно-посадочной полосы аэродрома Матуа (Большой лахар). Конус имеет сложное внутреннее строение и состоит из нескольких разновозрастных частей, наложенных на разные по высоте поверхности.

Верхняя часть конуса перекрывает выположенную дистальную часть древнего лавового потока, на которой располагался бывший поселок Губановка. Осевая часть конуса прорезана молодым селевым врезом. В его борту в разрезе вскрыта толща пирокластики, переслаивающейся с отдельными прослоями лахаровых отложений суммарной видимой мощностью чехла до 8–9 м (рис. 2.41). Косвенным подтверждением лахарового (а не пирокластического) происхождения отдельных пачек отложений является наличие в подошве некоторых из них необугленного растительного детрита – единичных фрагментов веточек. Общее количество отдельных лахаровых событий, следы которых сохранились в разрезе этой части конуса, требует уточнения, но по предварительным оценкам их насчитывается не меньше 10. При этом в нижней части разреза, подстилая лахаровые отложения, залегает прослой пирокластики, обнаруживаемой и в других частях острова и ассоциируемый рядом авторов с кальдерообразующим извержением вулкана Матуа (Дегтерев, 2013 и др.). Таким образом, обнаруженные следы лахаров имеют предположительно голоценовый возраст.

Молодой конус выдвинут в пределы равнинной части острова. Ширина его от основания до морфологически выраженной дистальной части превышает 1 км, при этом есть основания полагать, что реальные

Рис. 2.41. Лахаровые отложения, переслаивающиеся с пирокластикой и погребающие розоватые туфолавы в средней части древнего конуса выноса Большого лахара

размеры могут быть еще значительнее. Зона аккумуляции лахара 2009 г. занимает сравнительно небольшую часть этого конуса и не достигает его края.

Современный конус выноса Большого лахара, вероятно, наложен на более древние пролювиально-селевые образования, что подтверждается отсутствием выходов скальных пород в абразионном уступе кутовой части бухты Южная и в тальвегах и бортах расчленяющих этот уступ оврагов, а также обнаружением на поверхности древней абразионной террасы в основании этого уступа типично селевых отложений, представленных грубообломочным материалом с суглинистым заполнителем. Впрочем, краевые части этого более древнего конуса, формирование которого предположительно происходило в результате схода лахаров со склонов вулкана Матуа, могут быть в свою очередь наложены на площадки высоких морских террас.

Конусы выноса прочих врезов выражены несколько хуже, однако и у них лахаровые конусы 2009 г. не достигают максимального морфологически выраженного края древних конусов. Установление точных границ распространения древних селевых отложений и связанного с ними характерного микрорельефа крайне затруднено, поскольку их поверхности, в отличие от вышеописанного крупного конуса, густо заросли стлаником.

К периферическим частям пролювиально-селевых конусов выноса приурочены верховья целого ряда относительно крупных эрозионных

форм балочного типа. Их длина меняется от сотен метров до нескольких километров, ширина достигает 30–70 м при глубине до 5-6 м (глубина резко возрастает только в приустьевой части, где эти формы прорезают бровку абразионного склона). Следов постоянного стока в этих формах нет. Вероятно, они представляют собой результат селеподобных паводков, которые могли формироваться при сходе особо мощных лахаров с восточного склона вулкана ниже зоны основной аккумуляции селевой массы. Промежуточное положение между такими врезами и нормальными селевыми врезами на склоне вулкана занимают крупные формы, вершины которых поднимаются вверх по склонам древнего вулкана, но не соединены с современными зонами транзита лахаров или пирокластических потоков. Наиболее крупная из таких форм огибает с севера массив Плоский и отделяет комплекс морских террас юго-востока от сниженных лавовых плато северо-восточной части острова (рис. 2.42).

Поскольку один из бортов этой формы представляет собой, вероятно, боковой уступ крупного лавового потока, его высота местами достигает 40–60 м. Поперечный профиль этой формы – ящикообразный, местами переходный к U-образному. На днище обнаружены многочисленные японские инженерные сооружения, в том числе фортификационные, что свидетельствует о невысокой активности эрозионных процессов, хотя в верховьях обнаружена как минимум одна противоселевая дамба, перегораживающая целиком днище формы. Наиболее вероятно, что период интенсивного формирования данного вреза пришелся на время активности вулкана Матуа, когда зоны транзита селевых потоков, спускавшихся со склонов, могли иметь конфигурацию, отличающуюся от современной.

Рис. 2.42. Приустьевая часть древнего эрозионно-селевого вреза к северо-востоку от массива Плоский

Прочие типы рельефа и формы моделировки поверхности

Помимо вышеописанных доминирующих типов рельефа в пределах острова также получили распространение антропогенный, суффозионный и биогенный рельеф.

■ **Антропогенный рельеф** в пределах острова сформирован, за небольшими исключениями, во время освоения территории японцами в период подготовки военной базы в ходе Второй мировой войны. Основные типы милитаригенных (в том числе и беллигеративных) форм и «обычных» антропогенных форм, обнаруженных на острове, могут быть сгруппированы следующим образом:

– траншеи различной сохранности;
– окопы;
– противотанковые рвы;
– капониры;
– долговременные огневые точки как в подземном, так и в полуподземном и надземном исполнении;
– оборудованные наблюдательные пункты;
– обвалования зданий и сооружений, площадок хранения техники;
– площадки размещения резервуаров для воды и ГСМ;
– взлетно-посадочные полосы;
– потерны, подземные ходы, блиндажи, бункеры;
– подземные и полуподземные резервуары для накопления талых вод;
– дорожные насыпи и полувыемки на бортах долин, абразионных уступах, насыпные переходы через сухие долины, противотанковые рвы и пр.;
– противоселевые плотины;
– портовые сооружения (остатки пирсов);
– воронки от разрывов артиллерийских снарядов и авиабомб.

Сооружения отличаются различной степенью сохранности и морфологической выраженности, которая отражает конструктивные особен-

ности отдельных инженерных сооружений и, в то же время, обусловлена их нахождением в зоне воздействия активных рельефообразующих процессов.

В целом милитаригенные формы распространены в пределах острова практически повсеместно за пределами контура молодой вулканической постройки. И даже в ее пределах – в районе мыса Лисий и на южном берегу острова обнаружены остатки траншей и наблюдательных постов. Гипсометрически наиболее высоко расположенные остатки милитаригенных форм обнаружены нами в ходе полевых маршрутов на высоте около 700–750 м н. у. м. на отходящем от бровки древней кальдеры на юг гребне, ограничивающем с востока южную зону аккумуляции пирокластики 2009 г. Наибольшая плотность милитаригенных форм характерна для поверхностей 15–25-метровой, 25–45-метровой террас, нижней выположенной части склонов вулкана Матуа, в том числе «лавовых плато». На отдельных участках микрорельеф полностью сформировался под воздействием милитаригенных факторов. Также велика плотность таких форм и на о. Топорковый. На этих поверхностях встречается практически весь спектр форм, перечисленных выше. Огневые точки и линии траншей, как правило, приурочены к значимым перегибам рельефа (бровкам абразионных уступов, террас, лавовых потоков и пр.) Особенно велика плотность форм в районе основного уступа равнинной части острова – абразионно-денудационного склона 40–60–метровой террасы. Вдоль всей бровки протягивается несколько параллельных систем траншей, через равные промежутки расположены бетонированные полуподземные и подземные пулеметные гнезда, а на мысу Орлова – артиллерийские ДОТы.

В пределах низких аккумулятивных террас беллигеративные формы менее многочисленны. Преимущественно здесь наблюдаются линии траншей, располагающиеся по тыловому склону ближнего к морю берегового вала и между валами, а также бункеры мощного бетонирования, не имеющие обращенных к морю амбразур, и предназначенные, вероятно, для того, чтобы пехотные подразделения, оборонявшие непосредственно берег, могли укрываться от артиллерийского огня, а при высадке десанта, когда огонь с кораблей поддержки переносится дальше вглубь острова, возвращались на вдольбереговые позиции.

Расчленяющие равнинную часть острова и нижние части склонов вулкана Матуа эрозионно-селевые врезы, вероятно, служили важным местом временного сосредоточения военной и вспомогательной техники, а также использовались для размещения инженерных сооружений. Возможно, это было обусловлено укрытостью этих позиций от ветра, а также и лучшими по сравнению с почти плоской равниной возможностями маскировки. Верховья большинства освоенных таким образом

долин перегорожены системами противоселевых плотин, которые отчасти эффективны и поныне. Вдоль бортов этих долин и по их днищам в некоторых местах поднимаются дорожные серпантины. В бортах долин сохранились полуразрушенные и частично засыпанные входы в подземные сооружения.

Наиболее крупной антропогенной формой (помимо системы подземных полостей, созданных японцами и вскрытой лишь частично) является комплекс сооружений, связанных с аэродромом. Это две крупных спланированных площадки под взлетно-посадочные полосы и перрон, а также система рулежных дорожек и расположенных вокруг них капониров, представляющих собой изогнутые в виде неправильной буквы П обвалования высотой до 5 м, внутри которых предположительно осуществлялась маскировка самолетов.

Сохранились отдельные антропогенные формы рельефа и в береговой зоне острова. Максимальной сохранностью обладает площадка-набережная из бетонных плит на южном краю бухты Двойная, в створе большой ВПП аэродрома (рис. 2.43).

Длина площадки 40 м, такая же ширина прохода, расчищенного в валунно-глыбовой отмостке для обеспечения возможности подхода судов

Рис. 2.43. Площадка-набережная из бетонных плит и расчищенный подход в валунно-глыбовой отмостке на южном краю бухты Двойная

к берегу. Площадка построена на галечной низкой (до 2 м) террасе, поверхность ее наклонена к морю и на урезе разрушена волнами; уцелели остатки ростверка в основании причальной стенки. В 100 м к северу от площадки сохранился более крупный проход в отмостке шириной более 100 м. Очевидно, именно на этом участке берега были сосредоточены основные портовые комплексы японского периода. Несколько аналогичных небольших расчищенных от валунов проходов расположено в северной части бухты Двойная. На таких участках, где естественная берегозащитная форма ликвидирована, проявляются следы современного волнового воздействия на берег, формируются галечные пляжи, вогнутые в плане. С уменьшением расстояния от уреза моря до основания абразионного уступа связано возникновение свежих размывов, активизирующих склоновые процессы.

■ **Суффозионный рельеф**, несмотря на благоприятные в целом условия развития, на острове распространен ограниченно. Небольшие суффозионные просадки являются характерным элементом периферической части молодых пирокластических конусов и осложняющих их поверхность пролювиально-селевых конусов выноса. Однако встречающиеся здесь воронки имеют диаметр и глубину, не превышающую первые десятки сантиметров.

Более мощные следы развития суффозии обнаружены в районе бухты Айну. Здесь в опирающемся на площадку 10-метровой террасы уступе вышележащей поверхности наблюдаются выдержанные по высоте многочисленные высачивания воды из склонов (рис. 2.44). По зоне высачиваний на склонах сформировалась отчетливо выраженная ступень-педимент, задняя стенка которой постепенно отступает вглубь суши. Педимент вытянут на 700–750 м и имеет ширину от 2–5 до 10–15 м. На поверхности 10-метровой террасы имеется две суффозионных воронки, в которые уходят крупные водотоки, пересекающие ложбину. Ниже по ложбине оба ручья вновь выходят на поверхность через грунтовые сифоны (рис. 2.45 А, Б). Диаметр обнаруженных воронок достигает 1,0–1,5 м при глубине не менее 1,5 м.

■ **Биогенный рельеф** играет на острове также подчиненную роль. Основные фитогенные формы рельефа здесь – дерновые кочки, широко распространенные в пределах низких морских террас. Высота кочек достигает 0,5 м при диаметре до 0,6–0,8 м. На отдельных участках 10-метровой террасы плотность распространения кочек достигает нескольких шт. на 1 м^2. Особенно хорошо выражены кочки на брустверах траншей и окопов. Поскольку крупных деревьев на острове нет (максимальная отмеченная высота ольхового стланика – до 5 м), искорные бугры и ямы имеют в целом незначительный размер и распространены ограниченно. Из зоогенных форм рельефа можно отметить многочисленные норы мелких землероев. Лисы, которые также многочисленны на острове, нор практически не роют, используя, вероятно, естественные ниши в лавовых отложениях, а также остатки подземных сооружений, оставшихся после японцев. Наиболее мощные биогенные (точнее – орнитогенные) комплексы рельефа развиты на о . Топорковый (см. главу VIII).

Рис. 2.44. Вид на суффозионный педимент в бухте Айну. На среднем плане – отступающий за счет суффозионного вымывания грунта склон и многочисленные ручьи

Рис. 2.45. Суффозионные воронки в бухте Айну: А – ручей Хесупо уходит в суффозионный колодец; Б – выход ручья из суффозионного колодца

ДИНАМИКА БЕРЕГОВ ОСТРОВА ЗА ПОСЛЕДНИЕ 100 ЛЕТ

Основные изменения конфигурации берегов о. Матуа связаны с вулканической деятельностью вулкана Пик Сарычева и последующей волновой переработкой продуктов извержений. При отсутствии постоянных наблюдений динамику берегов можно оценить путем сравнительного анализа разновременных топографических карт и материалов аэрофотосъемки и данных дистанционного зондирования (ДЗЗ). Для достоверного выявления изменений берега требуется точная привязка полученных материалов друг к другу, что обеспечивается в ГИС MapInfo. Учитывая точность отображения рельефа и береговой линии на топокартах, а также искажения и разрешение космоснимков, можно оценить погрешность измерений в первые десятки метров. Однако, используя стабильные формы рельефа как реперные точки, и корректируя измерения по ним, удается снизить погрешность до 10–15 м, что приемлемо для оценки динамики береговой линии, имеющей на о. Матуа амплитуду в сотни метров. При проведении измерений по современным космоснимкам высокого разрешения удается снизить погрешность до первых метров.

Наиболее ранняя топографическая карта, которую удалось использовать, – японская карта масштаба 1:50 000, изданная в 1920 г. по материалам топосъемки 1917 г. (рис. 2.46). На довоенных советских картах рельеф и берег острова показаны аналогично этой карте. В советский период топографическая съемка была проведена в конце 1940-х годов, и на изданных позднее картах рельеф острова показан на ее основе. В середине 1980-х годов появились доступные космоснимки Landsat, а за последнее десятилетие – множество космоснимков с различных спутников. Таким образом, исходя из имеющихся материалов, можно выделить три основных периода, в которых анализируется динамика берегов: 1917–1950 г., 1950–1984 гг. и с 1984 г. по настоящее время.

Период 1917–1950 гг.

По данным J. Milne, приведенным Г. С. Горшковым в 1948 г., последние извержения, предшествующие топосъемке 1917 г., происходили в 1878–1879 гг., а следующее извержение известно уже только в 1923 г. (Горшков, 1967, по Камио, 1931).Таким образом, период без известных извержений длился 44 года, что плохо согласуется с данными наблюдений за XX в., согласно которым средний период между извержениями составляет 25 лет (Дегтерев и др., 2011). Вместе с тем в этой же статье авторы указывают на неполноту имеющихся данных об извержениях вулкана Пик Сарычева.

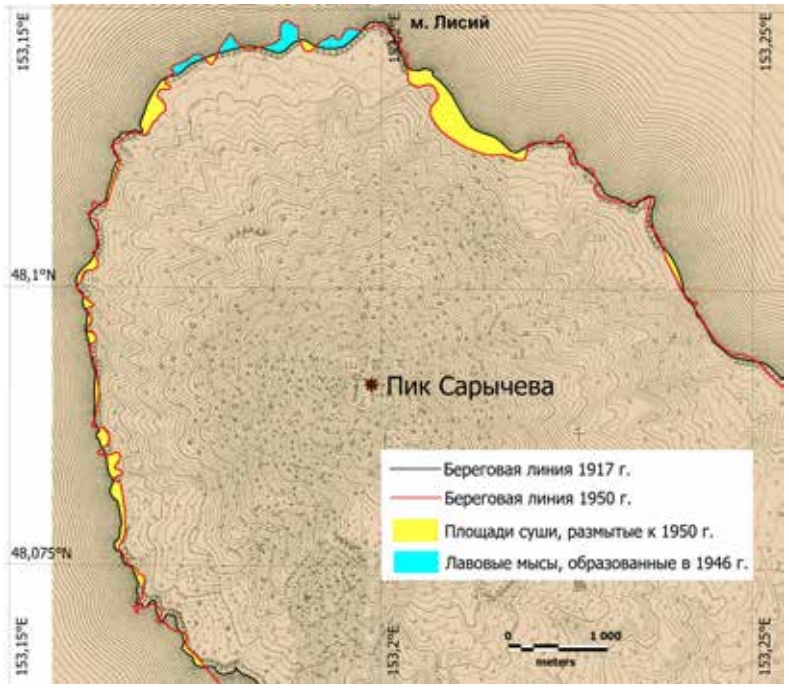


Рис. 2.46. Изменения берегов о. Матуа с 1917 по 1950 г.

Анализируя контуры береговой линии 1917 г. в западной и северной частях острова, можно отметить значительную их выровненность относительно контуров берега, показанных на карте 1950 г. такого же масштаба, что и японская карта (рис. 2.46). Современные исследования показали, что такую выровненность эти участки берега приобретают после заполнения бухт отложениями пирокластических потоков, сходящих по склонам вулкана во время извержений (Кузнецов и др., 2018). Можно предположить, что за несколько лет до топосъёмки 1917 г. произошло не зафиксированное эксплозивное извержение с выбросом пирокластического материала на западный и северный склоны Пика Сарычева. При этом весьма крупные пирокластические конуса сформировались на северной оконечности острова с обеих сторон мыса Лисий. На момент составления карты значительная их часть еще не была размыта. Так, участок конуса восточнее мыса Лисий, полностью размытый к 1950 г., имеет площадь 26,6 г.; по гипсометрии его поверхности можно высчитать объем, который, по нашим расчетам, составляет около 20 млн м^3. Пирокластический конус, более крупный по площади, но с меньшей мощностью отложений, был сформирован западнее мыса Лисий. Его площадь оценивается в 60 га, а объем – в 15 млн м^3.

На западном краю острова пирокластикой были заполнены практически все вогнутости береговой линии. Отсутствие данных о таком сильном извержении объясняется тем фактом, что в это время на острове, вероятно, не было постоянного населения и в результате извержение не было замечено наблюдателями. При этом на топокарте 1917 г. видно, что пирокластические конуса, выдвинувшиеся в море во время извержения, уже в значительной степени размыты, а уступы размыва достигают высоты 50 м. Подобное состояние берегов такого типа наблюдается на острове в период с 2011-го по 2017 г., т. е. спустя два-восемь лет после сильного извержения 2009 г. Можно предположить, что описанное выше не зафиксированное извержение произошло в интервале 1909–1915 гг.

По имеющимся сведениям, за период с 1917 по 1950 г. зафиксировано два небольших и два крупных извержения в феврале 1930 г. и в ноябре 1946 г. (Горшков, 1948).

Западнее мыса Лисий на фоне округлых очертаний пирокластических конусов, отмеченных в 1917 г., на карте 1950 г. появляются четыре новых выступа – три мыса и заполнение части бухты (см. рис. 2.46). Их появление связано с эффузивной составляющей извержения 1946 г. и описано в статье С. Н. Главацкого и Г. К. Ефремова (1948). Авторы приводят сведения о том, что после извержения потоки лавы и пирокластики были обнаружены на берегу в 10 местах, а изменения береговой линии заключаются в образовании трех мысов 10–15 м длиной. При этом в статье излияния лавы описываются как очень мощные. С. Ю. Гришин (2014), однако, подвергает сомнению данные указанных авторов о существовании лавовых потоков в 1946 г. и считает это извержение исключительно эксплозивным. Тем не менее, результаты анализа картографического материала подтверждают сведения о мощных лавовых излияниях, но не соответствуют данным о слабом изменении берегов. Общая площадь четырех новообразованных лавовых выступов превышает 15 га, а выдвижение в море самого крупного из них достигает 250 м.

На юго-западном берегу о. Матуа по данным топокарты 1950 г. наблюдаются три участка выдвижения берега по сравнению с береговой линией 1917 г. (рис. 2.47). Очевидно, что подобные изменения могли произойти только после крупного извержения. В описании последствий извержения 1946 г. нет каких-либо данных о трансформациях берега в этой части острова (Главацкий, Ефремов, 1948). В то же время, по данным H. Tanakadate (1931), приведенным Г. С. Горшковым (1948), во время извержения 1930 г. бухта в юго-западной части острова была целиком заполнена пирокластическим материалом, а в южной части острова отмечалось выдвижение берега в море на 30 м. Данные, собранные H. Tanakadate, очевидно, получены за короткое (менее года) время наблюдений после извержения, поэтому в них зафиксирована

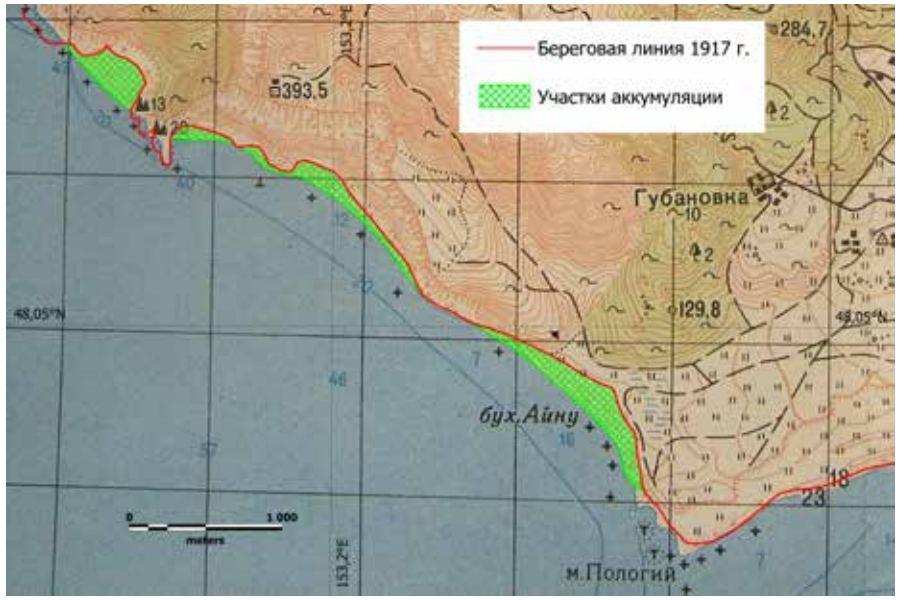


Рис. 2.47. Изменения берегов юго-западной части о. Матуа с 1917 по 1950 г.

только начальная стадия процесса. А на 1950 г. общая площадь аккумулятивных участков составила около 40 га. Из них 9,5 га – это останец пирокластического конуса, заполняющий безымянную бухту в 4,5 км к северо-западу от мыса Пологий. Очевидно, что этот конус после извержения выдавался в море значительно дальше и в результате его размыва в юго-восточном направлении сформировался поток наносов, заполнивший вогнутости берега вплоть до мыса Пологий. Так, площадь аккумулятивного участка в бухте Айну составила 18 га, а выдвижение берега в ее центральной части достигло 220 м.

Период 1950–1984 гг.

Первый спутниковый снимок Landsat, который удалось использовать для выявления береговой линии острова, снят 05.07.1984 (рис. 2.48). С 1950 г. произошло два значительных извержения: в сентябре 1960 г. – эксплозивное, а в сентябре 1976 г. – эксплозивно-эффузивное (Дегтярев и др., 2011).

В описаниях последствий извержений отсутствуют сведения о сходе мощных пирокластических потоков, упоминаются только газо-пепловые лавины и пеплопады (Андреев и др., 1978). Этот факт отражается в рельефе берега. С 1946 г. бюджет наносов береговой зоны не пополнялся

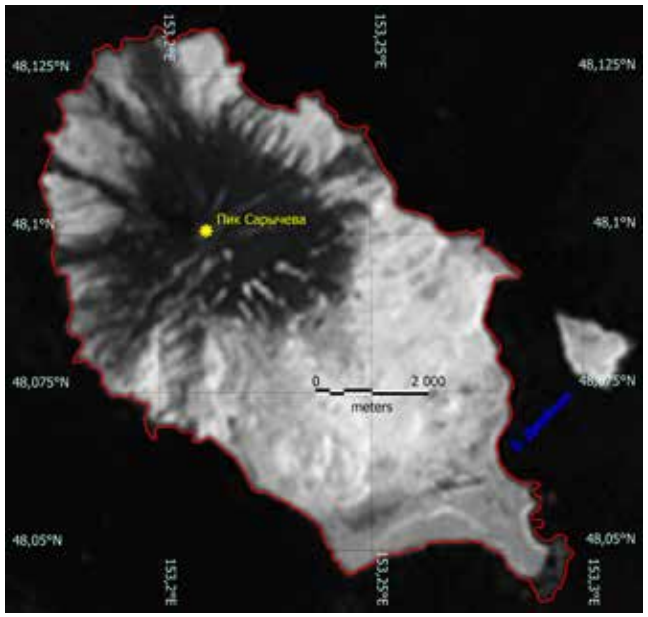


Рис. 2.48. Остров Матуа на спутниковом снимке Landsat 05.07.1984

большим количеством рыхлого материала, поэтому преобладающими процессами на берегах являлись абразия и размыв. В береговых линиях 1950 и 1984 г. существенные отличия есть только на юго-западном берегу острова, где размывались сформировавшиеся после извержения 1930 г. участки современных террас (рис. 2.49).

В 4,5 км к северо-западу от мыса Пологий полностью были размыты отложения в бухте, заполненной ими в 1930 г.; максимальное отступание берега составило 300 м. После 1950 г. уже не существовал юго-восточный поток наносов, питавшийся продуктами размыва пирокластического конуса. Площадь размытой суши на участке, где он ранее действовал, составила 16 га, а максимальное отступание берега – 110 м. В том числе площадь размыва в бухте Айну составила 5,6 га, а берег отступил на расстояние до 80 м.

Во время извержения 1976 г. трансформация рельефа произошла на двух участках – там, где к морю спустились лавовые потоки (Приложение 2). Наблюдатели описывают образование двух мысов, выдвинувшихся в море на 40–50 м (Андреев и др., 1978). Однако при использовании современных спутниковых снимков высокого разрешения удалось уточнить эти данные. Оба лавовых потока не сформировали мысов, а заполняли бухты. Западный (по Андрееву и др., 1978) поток занял вогнутость берега шириной 170 м, врезанную в сушу на 60 м, юго-западный заполнил микробухту шириной до 180 м и выдвинул берег на 200 м (рис. 2.50).

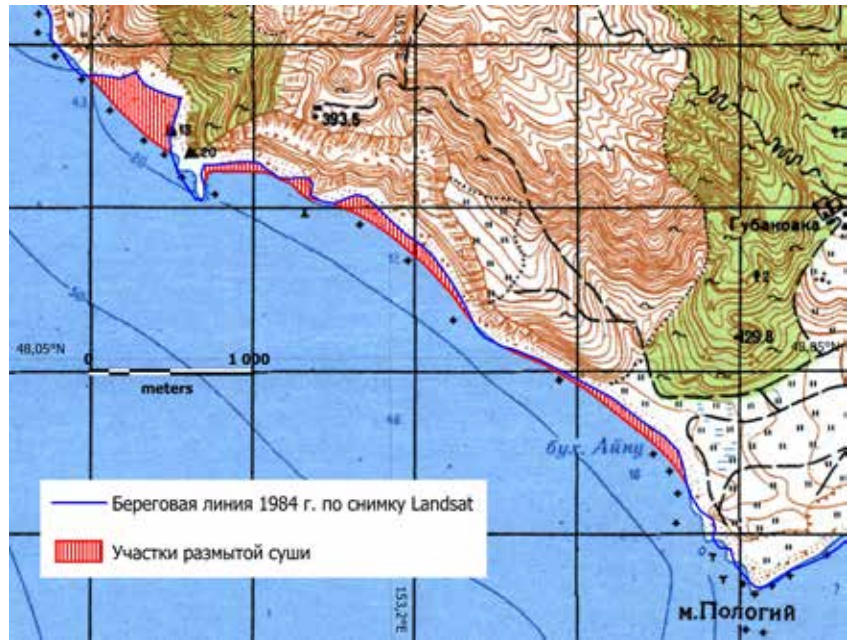


Рис. 2.49. Изменения берегов юго-западной части о. Матуа с 1950 по 1984 г.

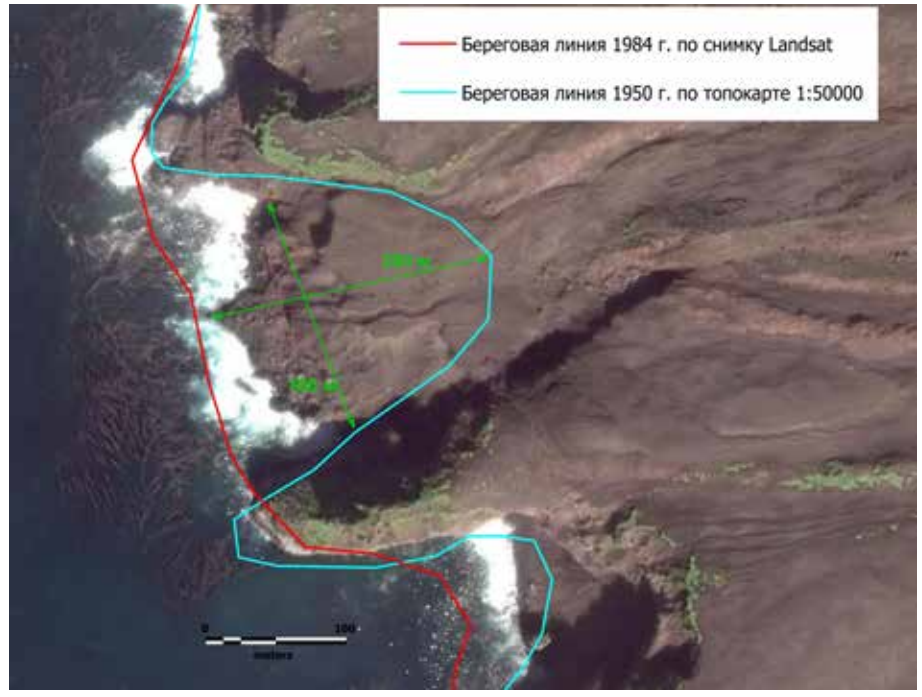


Рис. 2.50. Фронт юго-западного лавового потока извержения 1976 г., заполнивший ранее существовавшую микробухту. Снимок спутника WorldView 2016 г.

Период с 1984 г. по настоящее время

До 2009 г. произошло несколько незначительных извержений, не оказавших заметного влияния на берега острова. В целом, стабильная береговая линия прослеживается на многочисленных спутниковых снимках Landsat и других. Некоторые флуктуации береговой линии происходят на динамичных берегах аккумулятивного типа, они связаны с характером гидродинамического режима, а также с пополнением бюджета наносов эрозионными и склоновыми процессами. В 2006 и 2007 г. наблюдались цунами, однако несмотря на их сильное рельефоформирующее воздействие контуры берегов острова изменились незначительно. Наиболее важным событием, изменившим современную береговую линию, явилось извержение 12–17 июня 2009 г. Необходимо отметить, что извержение произошло в то время, когда на склонах вулкана сохранялось значительное количество снега, что спровоцировало сход вулканических селей параллельно с пирокластическими потоками – тем самым значительно увеличился объем рыхлого материала, поступившего в береговую зону. Исследовать динамику береговой линии после этого извержения достаточно просто, т. к. имеется большое количество доступных спутниковых снимков. В частности, за 12 дней до начала извержения, 01.06.2009, сделаны снимки Landsat, а через 13 дней после его окончания, 30.06.2009, – снимки Aster (рис. 2.51).

В результате извержения в море выдвинулись 15 конусов выноса пролювиально-пирокластических потоков. Из них три наиболее крупных конуса: юго-западный (относительно кратера) площадью 3 га, северо-западный (двойной) площадью 33 га и северо-восточный (29 га). Каждый из них выдвинул берег в море на расстояние около 400 м. Общая площадь острова возросла на 146 га. Образовавшиеся вследствие извержения 2009 г. мысы, сложенные легко размываемыми прибоем пролювиально-пирокластическими отложениями, начали интенсивно отступать, а в примыкающих к ним бухтах наблюдалось интенсивное выдвижение берега за счет аккумуляции пляжных наносов; при этом некоторые бухты оказались целиком заполненными наносами. К июню 2010 г. контуры береговой линии сгладились и приобрели плавные округлые очертания (рис. 2.51, 2.52).

При анализе снимка спутника EO-1 ALI от 11.06.2010 получены следующие данные. За год после извержения на 10 выступах было размыто 49 га новообразованной суши, часть продуктов этого размыва переотекладывалась на смежных с размываемыми участках берега; общая площадь 15 аккумулятивных участков составила 48 га. Однако несмотря на то, что площади размытых и аккумулятивных участков были почти равны, общий объем рыхлого материала в береговой зоне существенно снизился, т. к. мощность отложений размываемых толщ в десятки раз больше мощ-

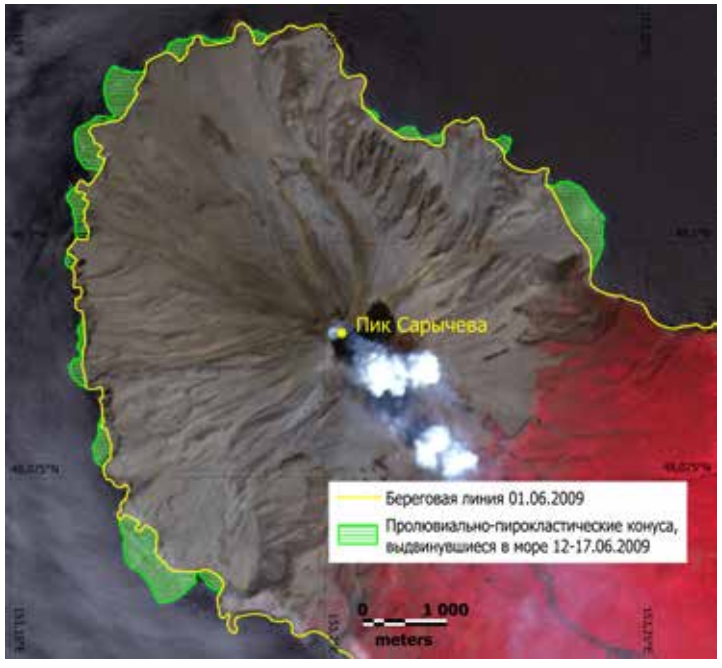


Рис. 2.51. Изменения береговой линии после извержения 12–17 июня 2009 г.

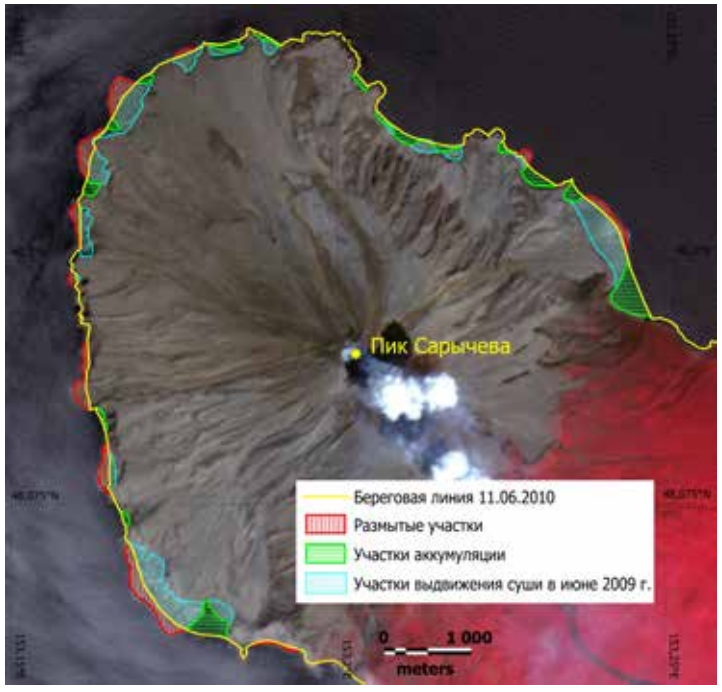


Рис. 2.52. Изменения береговой линии через год после извержения (30.06.2009–11.06.2010)

ности пляжных накоплений. Кроме того, в значительной степени выдвижение берега было обусловлено дополнительным поступлением наносов со склонов вулкана за счет действия эрозионных и селевых процессов на поверхностях, покрытых молодыми рыхлыми продуктами извержения.

Наиболее интенсивный размыв наблюдался в пределах трех крупных конусов (табл. 2.1).

На второй год после извержения интенсивность трансформаций береговой линии резко снижается, но прежняя их направленность сохраняется. Площадь острова начинает уменьшатся, а расчлененность берега – увеличиваться (рис. 2.53).

В апреле 2011 г. общая площадь 14 участков, размытых с июня 2010 г., составляла 25 га, а сумма площадей девяти участков аккумуляции – 6,3 га. Максимум отступания берега за 10 месяцев составил 90 м (северо-западный конус), выдвижения – 100 м (бухта, примыкающая с юго-востока к северо-восточному конусу). При этом в рельефе берега начинает проявляться тенденция к смещению наносов в юго-западном направлении, а участком дивергенции потоков становятся молодые лавовые мысы 1946 г. Это показывает, что на северо-западный участок острова приходится наибольшая волно-энергетическая нагрузка, что и приводит к максимальным скоростям размыва берегов именно на этом участке. В дальнейшем на юго-западной стороне острова по мере выравнивания береговой линии формируется наиболее крупный для острова поток наносов длиной около 5 км от юго-западного конуса до бухты Айну (рис. 2.54).

В июне 2017 г., когда выполнялось полевое обследование берегов о. Матуа, сохранилось девять фрагментов пролювиально-пирокластических конусов, образованных в 2009 г., то есть через 8 лет после извержения, увеличившего площадь острова на 1,5 км^2, сохраняется около 1 км^2 этой «дополнительной» площади. Из них 0,5 км^2 – это участки первоначального выдвижения, а другая половина – результат действия береговых процессов. В 2017 г. аккумуляция наблюдалась только в зоне действия потока наносов, на остальных участках преобладал размыв: суммарная площадь территорий, размытых с 2011 по 2017 г. составила 37 га, т. е. в среднем 6 га в год. Динамика размыва крупных пролювиально-пирокластических конусов за 6 лет показана в табл. 2.2.

Одним из факторов более высоких скоростей размыва юго-западного конуса является его форма – он более выпуклый в плане. Его относительное выступание в 2011 г. составило 280 м, в 2017 г. – 130 м. В то же время берега северных конусов практически выровнены, соответствующие выступания северо-западного конуса 55 м и 50 м, северо-восточного – 130 м и 50 м. В ближайшие годы выступание юго-западного конуса также уменьшится, соответственно снизятся скорости его размыва и количество материала, питающего поток наносов. По мере сни-

Таблица 2.1.
Параметры отдельных деформаций береговой линии за год после извержения

Положение конуса относительно кратера	Площадь размыва, га	Максимум отступания берега, м	Площадь аккумулятивных участков в смежных бухтах, га	Максимум выдвижения берега, м
Юго-западное	13,2	160	10,0	330
Северо-западное	12,7	200	4,6	160
Северо-восточное	4,8	90	16,0	330

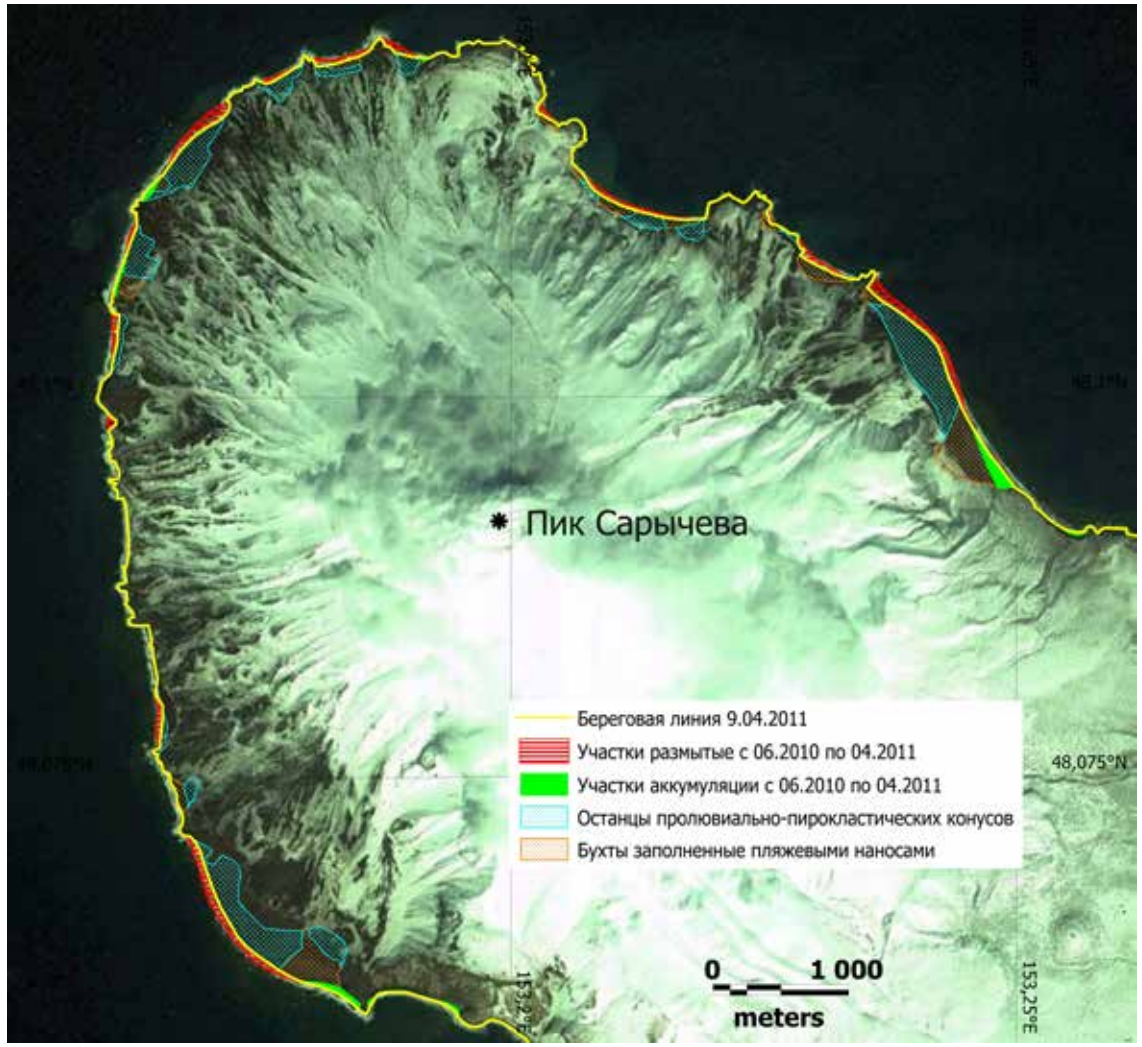


Рис. 2.53. Изменения береговой линии с 11.06.2010 по 09.04.2011

Таблица 2.2.
Параметры размыва крупных конусов с 2011 по 2017 г.

Положение конуса относительно кратера	Площадь размыва, га	Максимум отступания берега, м	Средняя скорость отступания, м/год
Юго-западное	16,0	145	24
Северо-западное	11,5	80	13
Северо-восточное	11,7	90	15

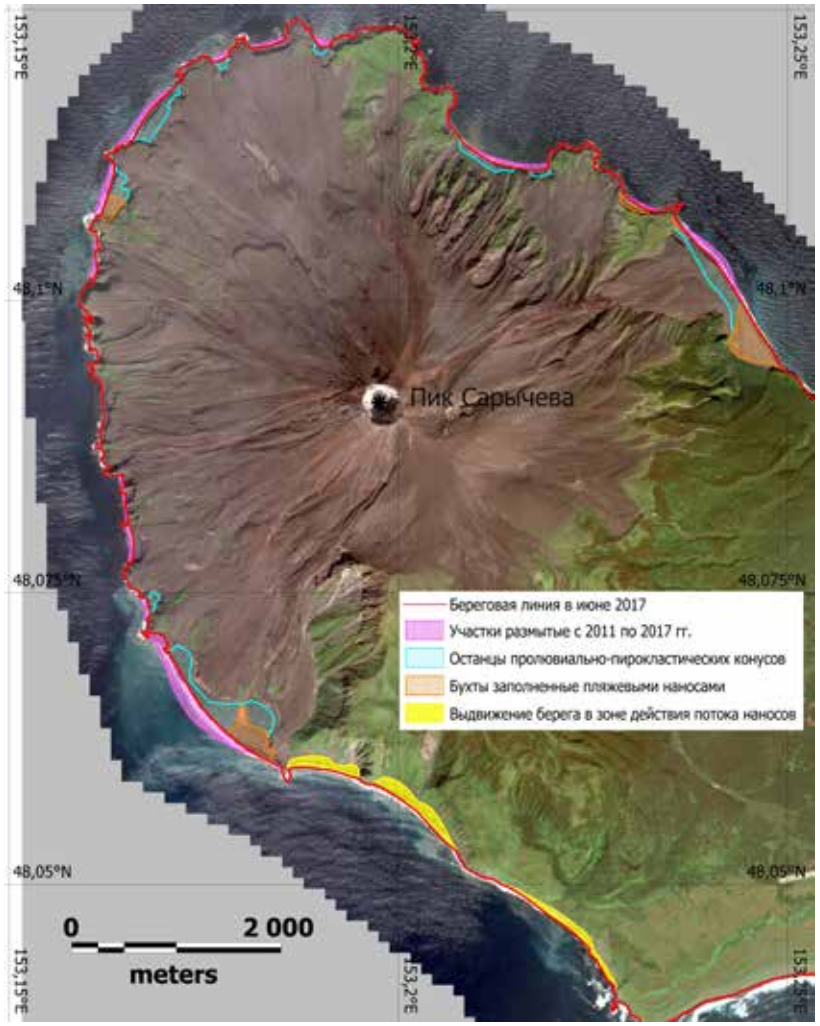


Рис. 2.54. Изменения береговой линии с апреля 2011 г. по июнь 2017 г.
Снимок WorldView 31.08.2016 г

жения мощности потока наносов начнется размыв ранее питавшихся им аккумулятивных форм. Свидетельством проявления вдольберегового потока наносов служит галечный береговой вал высотой до 2 м, шириной до 55 м, намытый в зимнем сезоне 2016–2017 гг. и измеренный во время полевых работ. Подсчитан объем его надводной части – около 36 тыс. м^3. Также здесь отмечено закономерное снижение крупности пляжевых наносов по направлению от зоны размыва к зоне аккумуляции – от галечной размерности до песчаной (Кузнецов и др., 2018).

Подводя итог краткому обзору динамики берегов острова Матуа, можно констатировать следующее.

1. Динамика берегов в пределах активного вулканического конуса Пик Сарычева экстремально высока и активизируется извержениями вулкана. В то же время не каждое крупное извержение приводит к серьезным трансформациям рельефа берегов. Например, довольно мощное извержение 1976 г. практически не изменило берега.

2. Извержения могут менять рельеф берегов как по всему контуру вулкана, так и локально. Вырисовывается следующая история развития рельефа берегов. Извержение 1878–1879 гг., по свидетельству очевидцев (Сноу, 1897, приводится по Сноу, 1992), формировало лавовые мысы на северо-восточном берегу острова. Неизвестное ранее извержение периода 1909–1915 гг. породило пирокластические конусы на северной оконечности о. Матуа. В результате извержения 1930 г. образовался пирокластический конус на юго-западной стороне острова, где после этого сформировался поток наносов. Во время извержения 1946 г. были сформированы лавовые мысы западнее мыса Лисий. Извержение 1976 г. отметилось только заполнением лавой двух небольших бухт на западном берегу острова. И, наконец, извержение 2009 г. привело к серьезным трансформациям рельефа по всему периметру вулкана Пик Сарычева и в бухтах к юго-востоку от него.

3. Эффузивные извержения изменяют контур берега на длительный период (века и тысячелетия). Последствия эксплозивных извержений прослеживаются в рельефе берегов в течение первых десятилетий, формируя абразионно-аккумулятивные системы и потоки наносов. За последний век на юго-западной стороне острова дважды происходил цикл заполнения бухт и последующего размыва отложений, их заполняющих. Первый цикл был начат извержением 1930 г. и закончился до 1984 г. Второй начался в 2009 г. и длится до настоящего времени.

3 КЛИМАТ И ПРИРОДНЫЕ ВОДЫ

Климат о. Матуа – умеренный морской с чертами муссонного. Основные черты климата определяются географическим положением острова в умеренном географическом поясе на 48° с. ш., омывающими его берега холодными водами Охотского моря и Тихого океана, а также муссонной циркуляцией атмосферы, захватывающей остров и связанной в холодное время года с Азиатским барическим максимумом и Алеутским минимумом, а в теплое – с Северо-Тихоокеанским максимумом и Южно-Азиатской барической депрессией.

По данным метеостанции Матуа, находившейся на острове с 1947 по 1996 г., среднегодовая темпратура воздуха на острове положительная (+2,2° С). Вместе с тем в течение всего года, за исключением первой половины сентября, возможны заморозки. Годовое количество осадков составляет 1278 мм с относительно равномерным распределением в течение года, слабо выраженным минимумом в июне и максимумом в сентябре – ноябре (рис. 3.1). Около половины осадков выпадает в виде снега. В течение всего года преобладает облачная погода (число дней году с облачностью 8–10 баллов – 182), среднее число ясных дней в годовом ходе всего пять.

■ **Зимний сезон** с устойчивыми отрицательными температурами воздуха продолжается с конца ноября до середины апреля. Зима на острове умеренно холодная и очень снежная. Муссонная циркуляция атмосферы в этот сезон проявляется в преобладании ветров северных, северо-западных и западных румбов повторяемостью 60–70 %. Для зимы характерна наибольшая скорость ветра в годовом ходе (7–8 м/с). При прохождении глубоких циклонов со штормами скорость ветра увеличивается до 40–50 м/с, при этом повторяемость штормов в зимние месяцы составляет 20–35 %. Максимальное количество осадков, которые могут выпасть в течение суток, достигает 101 мм. Среднемесячное число дней с осадками в декабре – марте колеблется от 27 до 30, т. е. снег выпадает почти каждый день.

Рис. 3.1. Годовой ход температуры воздуха и осадков по данным метеостанции Матуа

Наиболее низкие среднемесячные температуры зимой характерны для февраля (–5,3° С) и января (–4,9° С). Умеренно холодная по температурному режиму зима связана с отепляющим влиянием окружающих морских вод; ледяной покров у острова, как правило, не образуется. Из Охотского моря через проливы Головнина и Надежды иногда выносятся льды. В некоторых работах отмечается, что в аномально холодные зимы (например, 1810 г.) сплошным льдом могут перекрываться все проливы между островами (Сергеев, 1947). Абсолютный минимум температуры (–33,5° С) в период метеонаблюдений зафиксирован в ноябре 1969 г. и связан с проникновением холодного континентального воздуха. Вместе с тем в течение всей зимы возможны оттепели до +9...+10° С, обусловленные вторжениями теплых тихоокеанских воздушных масс. Относительная влажность воздуха зимой минимальна в годовом ходе и составляет 78–80 %. В годовом ходе зимний сезон отличается наименьшим числом дней с туманами, в некоторые зимы они могут совсем отсутствовать.

■ **Весенний сезон** поздний, холодный и растянутый, переход к положительной среднесуточной температуре воздуха происходит в третьей декаде апреля, снежный покров в равнинной части острова на отдельных участках морских террас сохраняется до конца июня. В мае среднесуточные температуры составляют всего +2...+3° С, осадки могут выпадать в виде дождя или мокрого снега, в течение всего мая возможны метели. В мае выделяется небольшой максимум в годовом ходе осадков (95 мм), а относительная влажность воздуха возрастает до 80–90 %. В то же время июнь – самый сухой месяц на острове (среднее количество осадков 77 мм).

■ **Летний сезон** начинается во второй половине июня и продолжается до середины сентября. Летом происходит перестройка барического поля, преобладающими становятся ветры южных и юго-западных румбов повторяемостью 30–35 %. Лето на о. Матуа аномально холодное для 48° с. ш. Возможно, нигде больше в равнинной части суши на этой широте нет таких низких летних температур. Среднесуточные температуры в июне составляют всего +5...+6° С и только в августе повышаются до +10,6° С. В некоторые годы слабые заморозки отмечались даже в июле – августе. Основные причины холодного лета – охлаждающее влияние окружающих морских вод (летняя температура воды всего +4...+5° С), высокая повторяемость облачности, снижающая поступление солнечной радиации (в среднем около 20 дней в месяц с облачностью 8–10 баллов). Количество дней с туманами – до 22–26 в месяц (рис. 3.2). Летом также характерна наиболее высокая относительная влажность воздуха в годовом ходе (90–94 %). Активность циклонов с Тихого океана возрастает во вторую половину лета, поэтому наблюдается закономерное увеличение месячного количества осадков от 77 мм в июне до 118–143 мм в августе и сентябре. При прохождении глубоких циклонов с Тихого океана может выпадать до 107 мм осадков в сутки.

Рис. 3.2. В начале лета о. Матуа часто бывает закрыт туманами (фото со склона вулкана Пик Сарычева). На заднем плане – о. Расшуа

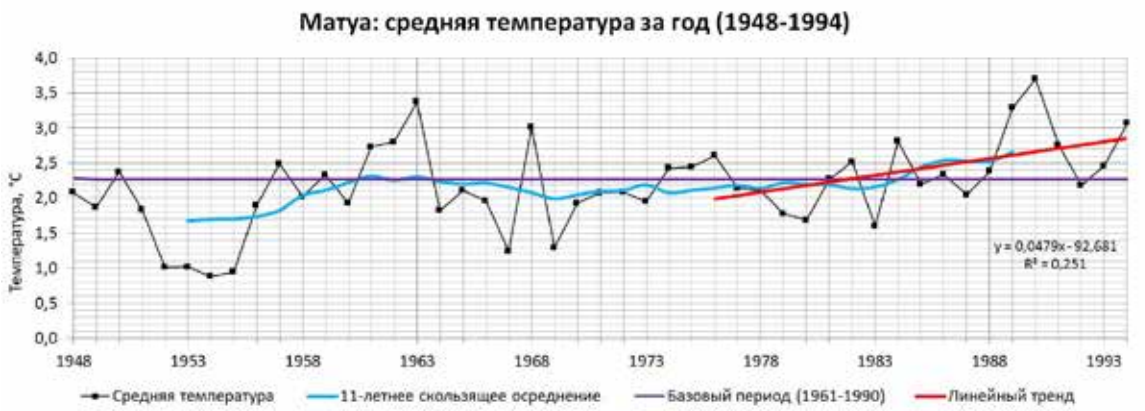


Рис. 3.3. Тенденции изменения среднегодовой температуры по данным метеостанции Матуа

Осенний сезон растянут, начинается со второй половины сентября и характеризуется постепенным переходом к отрицательным среднесуточным значениям температуры, которые отмечаются обычно в конце ноября. В сентябре – октябре отмечается максимум выпадения осадков в годовом ходе (по 143 мм), причем осадки возможны как в виде дождя, так и мокрого снега.

С середины 1970-х годов на о. Матуа, как и в целом в географической оболочке, выражена тенденция потепления климата, имеющая на острове значение 0,48° С/10 лет (рис. 3.3). Наиболее заметно повышается температура в осенний (+0,87° С/10 лет) и зимний сезоны (+0,64° С/10 лет). Летом наблюдается слабо выраженный отрицательный тренд (–0,09° С/10 лет), в весенний сезон изменений температуры не выявлено.

Комфортность климатических условий на острове оценивалась с помощью индексов Миссенарда и Бодмана (рис. 3.4).

Индекс А. Миссенарда является одним из наиболее известных и вычисляется по формуле:

$$(37-(37-t)/(0{,}68-0{,}0014f+1/(1{,}76+1{,}4V^{0{,}75}))-0{,}29t\ (1-f/100),$$

где t – температура воздуха, f – относительная влажность, %;

V – скорость ветра, м/с.

Индекс Бодмана (индекс жесткости погоды) характеризует суровость погоды и оценивает возможную продолжительность пребывания и жизнедеятельности человека на открытом воздухе. Чаще всего этот индекс используют для оценки суровости зимы. Вычисляется по формуле:

$$S=(1-0{,}04T)\ (1+0{,}272V),$$

где T – температура воздуха, °С;

V – скорость ветра за холодный период (сезон зимы), м/с.

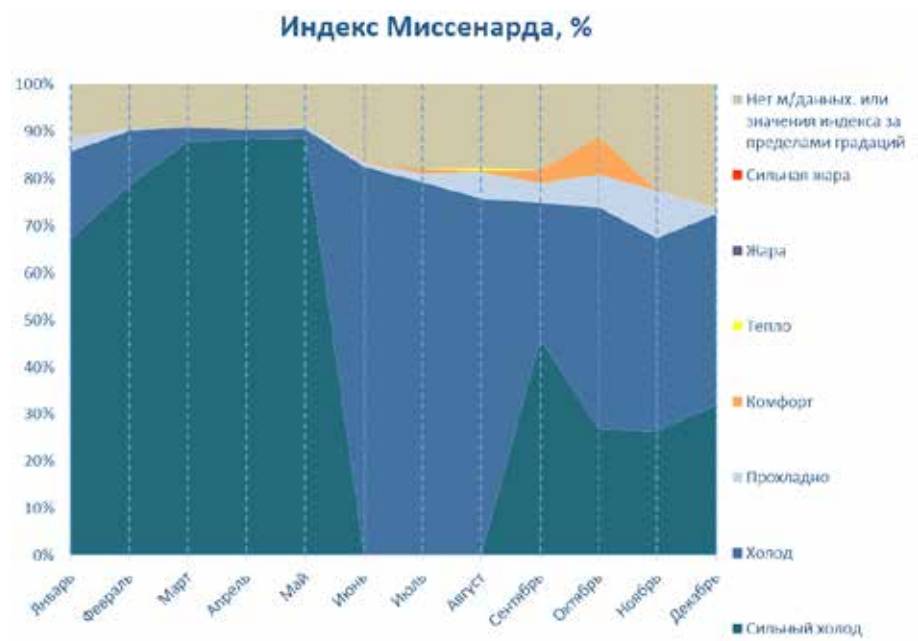


Рис. 3.4. Значения индекса Миссенарда по данным метеостанции Матуа (1946–1995)

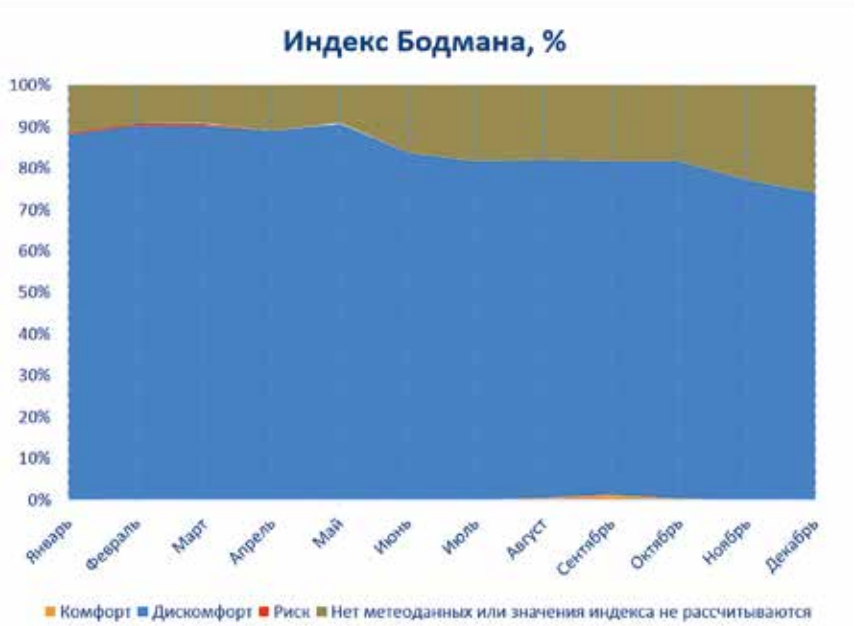


Рис. 3.5. Значения индекса Бодмана по данным метеостанции Матуа (1946–1995)

Как видно из представленных диаграмм, абсолютно большая часть года характеризуется дискомфортными для организма человека климатическими условиями из-за холодного, влажного и ветреного климата. Относительно комфортными бывают лишь несколько дней в августе – октябре. Вместе с тем в зону климатического риска попадают также лишь несколько дней в зимний сезон в январе – марте. Таким образом, климат о. Матуа не комфортен для человека, однако и не лимитирует проживание здесь людей.

Несмотря на большое количество осадков о. Матуа практически лишен постоянных водотоков. Подобная ситуация характерна для многих островов Центральных Курил, сложенных рыхлыми пирокластическими отложениями, поскольку почти все выпадающие осадки фильтруются через рыхлую пирокластику в более глубокие водоносные слои, не образуя поверхностных водотоков.

Единственный постоянный водоток на острове – ручей Хесупо в бухте Айну. Исток ручья находится на контакте 10-метровой и 15-метровой морских террас. Ручей протекает несколько сотен метров по поверхности разноуровневых морских террас в неглубоком ящикообразном эрозионном врезе и вблизи берега уходит в прибрежные отложения, не достигая моря. Расход воды в истоке ручья после схода снега в конце мая – начале июня в период наблюдений достигал 2 л/с, однако уже к середине лета он снижается на порядок. Тем не менее, по литературным данным (Соловьев, 1945), ручей функционирует круглый год. После схода снега в бухте Айну также наблюдается большое число временных водотоков, которые обычно пересыхают к концу лета.

В некоторых местах в береговой зоне острова на контакте рыхлых отложений морских террас с подстилающими водоупорными породами имеет место разгрузка грунтовых вод. Самые большие зоны разгрузки протяженностью несколько сотен метров локализованы в бухтах Айну и Двойная. В бухте Айну – это система небольших ручейков, протекающих по морским террасам (рис. 3.6), а в бухте Двойная – сочения или небольшие ручейки, которые протекают несколько метров по пляжу или низким морским террасам, не достигая моря.

Рис. 3.6. Временные ручьи после схода снега в бухте Айну

Рис. 3.7. Подпрудные озерки в бухте Айну

Рис. 3.8. Озерки в воронках, образовавшихся после утилизации боеприпасов

Рис. 3.9. Бассейн открытого типа для сбора талых вод в днище долинообразного понижения

Помимо ручьев, в бухтах Айну, Южная и Крокодил имеется несколько небольших озер антропогенного происхождения. Самое большое из них площадью 0,07 га находится в бухте Айну и образовано дамбой с дорогой, которая подпруживает сток по эрозионно-суффозионной ложбине. Два других озерца меньшего размера, но аналогичного генезиса имеются на безымянном ручье в центральной части той же бухты (рис. 3.7).

В тыловой части бухты Южная нами отмечены несколько округлых или линейно вытянутых озер, ориентированных параллельно береговой линии. Кроме этого, во всех бухтах встречаются небольшие округлые воронкообразные понижения глубиной до 5–6 м, занятые небольшими озерками (рис. 3.8). Происхождение этих воронок, вероятно, связано с утилизацией боеприпасов в послевоенный период.

Дефицит пресной воды на острове обусловил необходимость сбора талых и дождевых вод и организации особой системы водоснабжения. Особенно это проявилось во время японской колонизации острова, когда военный гарнизон в отдельные периоды доходил до нескольких тысяч человек. Кроме небольших подпрудных озер во многих местах на острове обнаруживаются каменные колодцы и бетонные резервуары открытого и закрытого типов для сбора воды после таяния снежного покрова (рис. 3.9), сеть каналов открытого типа для сбора воды от снежников, водопроводная сеть с системой фильтрации. Вблизи японского бункера в районе сопки Круглая был пробурен глубокий колодец, который зимой служил источником питьевой воды для близлежащего гарнизона.

В целом природные воды на о. Матуа отличаются невысокой минерализацией и хорошими питьевыми качествами. Более подробно гидрохимические особенности природных вод рассматриваются в главе VI.

4 ПОЧВЫ

ПОЧВЕННЫЙ ПОКРОВ И КЛАССИФИКАЦИЯ ОСТРОВНЫХ ПОЧВ

Для почв о. Матуа характерен молодой возраст вследствие активной вулканической деятельности, которая проявляется в периодическом погребении или уничтожении почвенного покрова под слоем оседающего пирокластического материала, а также однообразия почвообразующих пород. Известно, что вещественный состав исторических извержений вулкана Пик Сарычева характеризуется относительным постоянством и однородностью – все изверженные породы современного этапа вулканической активности соответствуют умеренно-калиевым известково-щелочным андезито-базальтам (Дегтерев, 2011б).

Вулканические почвы острова формируются на пачке мощных стратифицированных гравилисто-щебнистых пирокластических отложений ныне действующего вулкана Пик Сарычева, которые являются для современных почв почвообразующей породой. Мощность этой пачки отложений изменяется от 140 см на границе с вулканической постройкой до 65 см в самой удаленной от вулкана точке – на мысу Орлова. Ниже эта пачка подстилается пачкой отложений вулкана Пра-Сарычева, состоящей из дробно-стратифицированных контрастно различающихся по цвету пеплов, в том числе транзитных.

В юго-восточной части острова за пределами относительно молодых вулканических построек находятся слабонаклонные выровненные поверхности морских террас с цоколем из древних вулканических пород. Эти поверхности являются фундаментом, на котором последовательно отлагались продукты эруптивной деятельности вулкана и транзитных пеплов. В периоды покоя на поверхности отложений появляется растительность и формируются почвы. Позже при сильных извержениях они погребаются, образуя почвенно-пирокластический чехол (ППЧ) с погребенными органогенными, органоминеральными горизонтами и почвами. Средняя мощность сформированного почвенно-пирокластического

чехла в посткальдерный голоценовый период на этой древней поверхности составляет 5–7 м.

Почвы исследуемой территории диагностированы и названы в соответствии с современной классификацией почв России. Названия почвенных единиц легенды карты даны в соответствии с масштабом карты до самого низкого таксона – разряда. Однако в иллюстрациях к тексту на фотографиях профилей можно видеть индексацию погребенного горизонта AN со свойствами *andic*, заимствованного из международной классификации WRB, который отчасти соответствует горизонту BAN в российской классификации почв и никак не применим к данным горизонтам. В любом случае погребенные горизонты [AN] и [A] не нашли отражения в названиях почв, но учитывались в построении стратотипа почвенно-пирокластического чехла о. Матуа.

На территории острова описаны и нашли отражение в масштабе карты (Приложение 3) почвы следующих отделов: органо-аккумулятивные, литоземы и слаборазвитые почвы на различных отложениях, а также не являющиеся в полном смысле почвами техногенные поверхностные образования и непочвенные образования. На о. Топорковый были описаны и отображены на карте орнитогенные почвы, которые до настоящего времени не нашли отражение в классификации почв России. Эти почвы анализируются в главе VIII.

В легенде к почвенной карте все единицы сгруппированы в общности, которые объединяют картографируемые объекты по какому-либо характерному признаку, отличному от другой общности. Всего выделено пять общностей: органо-аккумулятивные почвы; торфяные почвы; слаборазвитые почвы и литоземы; техногенные поверхностные образования; непочвенные образования.

■ Наибольшие площади на территории острова занимают почвы, относящиеся к **общности органо-аккумулятивные**. Почвы этой общности характеризуются одним органогенным горизонтом, постепенно сменяющимся малоизмененной рыхлой почвообразующей породой, общая мощность которой более 30 см. Срединный горизонт в этих почвах как самостоятельное генетическое образование не выражен: средняя часть профиля не имеет педогенной структурной организации, ясно выраженных свидетельств суспензионного переноса, иллювиирования органоминеральных соединений как результата миграции растворов. В этой общности выделено два типа почв: грубогумусовые и торфянистые почвы. Все разнообразие признаков выделяемых в почвах типов до уровня разряда представлено в табл. 4.1.

Важный таксономический уровень, дифференцирующий органо-аккумулятивные почвы на территории острова, – виды почв, разделение

на которые происходит по ботаническому составу органического материала, образующего грубогумусовый или торфяной горизонт.

На рис. 4.1 в качестве примера показаны грубогумусовые горизонты под разной растительностью.

Как следует из сводной табл. 4.1, наиболее распространенными наземными растительными сообществами, под которыми формируется

Таблица 4.1.
Сводная таблица признаков, диагностированных в почвах органо-аккумулятивной общности

Отдел (группа)	Органо-аккумулятивные	
Тип	Грубогумусовые	Торфяные
Подтип	типичные, перегнойные, стратифицированные, гумусово-стратифицированные, пирогенные	торфянистые, мелкоторфянистые, грунтово-ожелезненные, сухоторфянистые (не отображены на карте)
Вид (по ботаническому составу органики, месту оглеения)	высокотравные, злаковые, кустарничковые, глубоко-оглеенные контактно-окисленные	злаковые, папоротниковые, зеленомошные, злаково-осоково-ситниковые
Разновидность (по скелетности и гранулометрическому составу 0–30 см)	гравилисто-щебнистые	гравилисто-щебнистые, песчаные слоистые
Разряд (по генетическому типу почвообразующих пород)	вулканические	вулканические, прибрежно-морские

Рис. 4.1. Органо-аккумулятивные почвы: а) характерный профиль грубогумусовых почв; б) почвы под злаковой растительностью; в) почвы под мелкотравяным покровом в ольховом стланике

специфический вид грубогумусового горизонта, являются кустарничковые тундры (шикшевники с участием брусники), высокотравные (доминант лабазник камчатский) и злаковые луга (доминируют луговик извилистый и вейник Лангсдорфа).

Торфянистые почвы на острове в отличие от грубогумусовых различаются между собой на уровне вида, разновидности и разряда (см. табл. 4.1).

Основной массив распространения торфянистых почв находится в пределах древней вулканической постройки вулкана Матуа в ольховниках папоротниковых, а также в ольховниках высокотравных с участием папоротника на крутых склонах и в днищах древних лахаров. Здесь распространены мелкоторфянистые стратифицированные папоротниковые гравилисто-щебнистые почвы на вулканических отложениях (рис. 4.2). Все остальные варианты выделенных торфянистых почв приурочены к местам разгрузки грунтовых вод в бухтах Южная и Айну и занимают довольно ограниченное пространство.

Почвы с сухоторфяным горизонтом не нашли отражения на карте в силу своего ограниченного распространения. Эти почвы представляют собой линейные объекты, которые образуются в местах фронтального обнажения почв, поэтому они распространены преимущественно вдоль береговой линии на поверхности клифов, а также на краевых частях траншей, окопов и рытвин в местах распространения кустарничковой растительности.

Наиболее полно морфология сухоторфяного горизонта представлена на рис. 4.9. Как можно видеть, горизонт состоит преимущественно из корней кустарничковой растительности, пространство между которыми

Рис. 4.2. Торфянистые почвы: а) мелкоторфянистые под кустарничниковой растительностью; б) торфяно-перегнойные (Th) под осоковой растительностью; в) сухоторфянные (TJ)

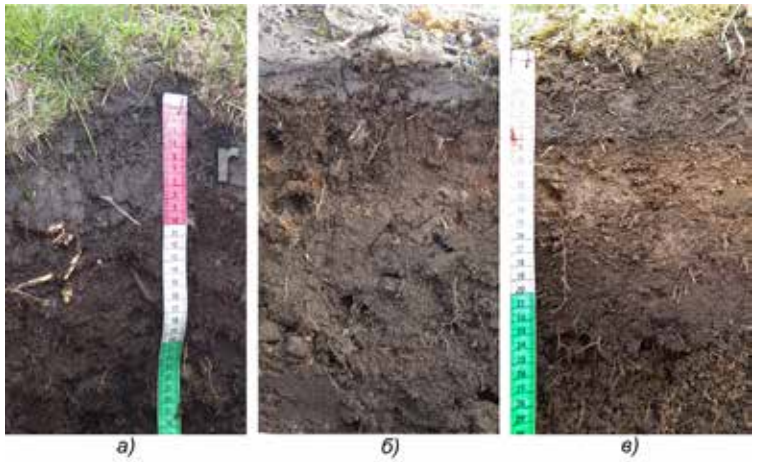


Рис. 4.3. Стратифицированные почвы *(r)* под слоем вулканического песка: а) грубогумусовые стратифицированные (r–AO–C”) под травяной растительностью в ольховом стланике; б) грубогумусовые пирогенные стратифицированные (r–AOpir–C”) в выжженных местах палящих туч; в) гумусово-стратифицированные (rh–AO–C”) под разнотравной растительностью

заполнено включения мелкозема и органического вещества различной степени трансформации. Горизонт может включать пирокластический материал различной размерности, в основном песчано-гравилистой, иногда щебнистой, и даже вулканические бомбы. В зависимости от влажности и возраста горизонта цвет может быть в пределах от темно-серого до соломенного. Чаще всего растительность на поверхности горизонта отсутствует, иногда может поселиться накипной лишайник светлого цвета.

В легенде карты в общности органо-аккумулятивных почв в некоторых почвах на основании диагностируемого на поверхности почвы наноса вулканического пепла (песка) мощностью более 5 см выделен подтип стратифицированных почв. На рис. 4.3 показаны примеры наноса вулканического пепла на поверхность почв.

■ **Общность торфяные почвы** представлена единственным выделом на карте: торфяные эутрофные слоисто-пепловые злаково-осоково-ситниковые. Эти почвы сформировались в заболоченной части бухты Айну в местах разгрузки грунтовых вод. В их профиле записана история эруптивной деятельности вулкана Пик Сарычева начиная со времени их формирования (Разжигаева и др., 2018).

■ **Общность слаборазвитые почвы** и литоземы представляют образования со слаборазвитыми органогенными горизонтами, залегающие на плотной или рыхлой породе любого химического состава либо на слоистой толще морского, вулканического, эолового и пролювиального

происхождения. Развитие почвенного профиля ограничивается молодостью почв, активным осадконакоплением или разрушением, препятствующим непрерывному почвообразованию.

Петроземы, скальные обнажения и каменистые россыпи выделены в местах тектоно-денудационных склонов, которые распространены в местах предполагаемых сбросов (Горшков, 1967) на юго-западе и северо-востоке острова. Перегнойно-мелкоторфянисто-литоземы и петроземы стратифицированные распространены в пределах древней вулканической постройки вулкана Матуа на лавовых потоках позднеплейстоценового возраста.

■ **Общность техногенные поверхностные образования (ТПО)** представлена группой натурфабрикатов, т. е. ТПО созданы из природного материала. ТПО на острове относятся к подгруппе абралитов, что означает искусственно обнаженный природный грунт (от лат. *abrasio* – соскребать, соскабливать).

На рис. 4.4 приведены некоторые варианты абралитов. Все ТПО, отраженные на карте, выделены в районе взлетно-посадочной полосы и земляных ангаров для самолетов.

В зависимости от слоя, обнаженного на поверхности земли, его гранулометрического состава и проявления признаков почвообразования ТПО даются соответствующие названия. Выделены следующие ТПО:

– абралиты грубогумусовые гравилисто-щебнистые на слое 7–11 вулканических отложений;

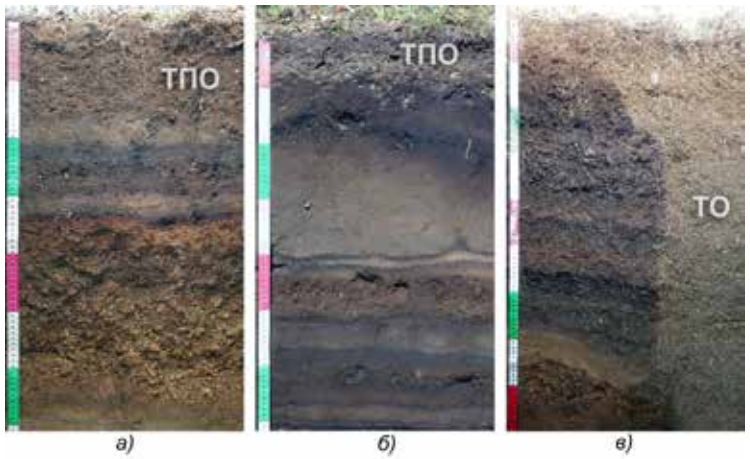


Рис. 4.4. Техногенно-нарушенные почвы: а) и б) примеры абралитов с разными слоями, обнаженными на поверхности, и различными проявлениями почвообразования; в) антропогенно нарушенный профиль как результат создания оборонительных сооружений (не относится к абралитам)

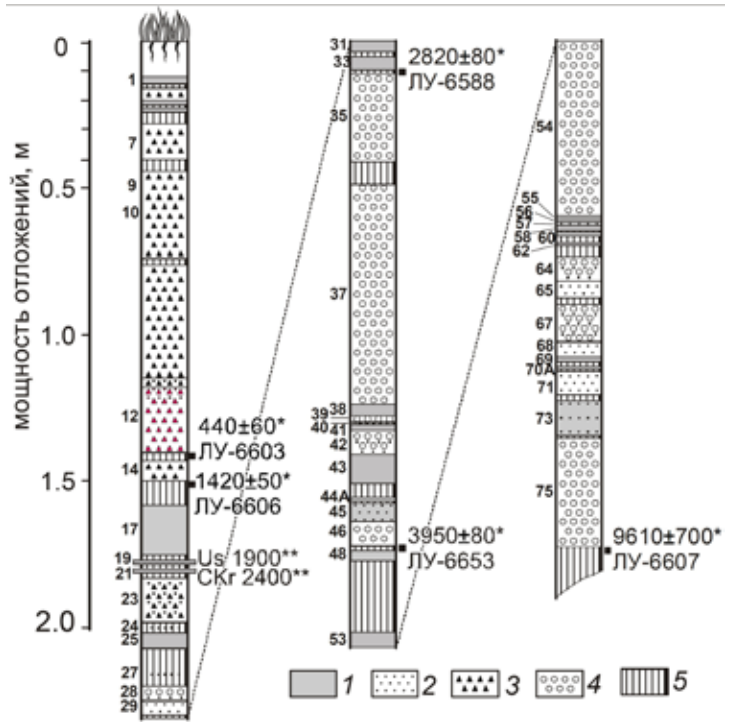


Рис. 4.5. Опорный разрез почвенно-пирокластического чехла о. Матуа:
1 – тонкий пепел; 2 – грубый пепел; 3 – вулканический гравий и лапилли преимущественно основного состава; 4 – гравий и лапилли среднего и основного состава; 5 – погребенные почвы и супеси

– абралиты гумусово-слаборазвитые легкосуглинистые слабо скелетные на слое 15 вулканических отложений;

– абралиты гумусово-слаборазвитые супесчаные сильно скелетные на слое 35 вулканических отложений.

Номер слоя, обнажаемого на поверхности земли, определялся по стратиграфической колонке опорного разреза почвенно-пирокластического чехла о. Матуа, отображенного на рис. 4.5.

■ **Общность непочвенные образования**, как следует из самого названия, включает объекты естественного происхождения, лишенные почвенного покрова. Наиболее значительную территорию острова занимают вулканические отложения современной постройки вулкана Пик Сарычева, которые представляют собой пустыни, занятые пирокластическими отложениями и современными потоками вулканических лав. Существенно меньшие по площади территории занимают лахары, пляжи и скальные обнажения.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ПОЧВЕННЫХ ГОРИЗОНТОВ

На рис. 4.6 представлена фотография верхней части почвенно-пирокластического чехла (полный профиль ППЧ см. на рис. 4.5). В общем виде верхняя часть профиля ППЧ представляет собой основной почвенный стратотип, характерный для почв о. Матуа.

Белым цветом на разрезе обозначен примерный возраст отложений; желтым исторические события активности вулкана: Sar II формирование постройки современного вулкана Пик Сарычева; Sar I-3 связан с деятельностью вулкана Пра-Сарычева; красной линией показана нижняя граница хорошо сохранившегося погребенного горизонта, до которой в основном выкапывались почвенные разрезы.

Общая формула профиля почв на рис. 4.6. до глубины 1 м выглядит так:

A–C_teph–[AN]–[A4],

где

A – поверхностный горизонт с высоким содержанием органического углерода;

C_teph – пачка стратифицированных гравилисто-щебнистых пирокластических отложений ныне действующего стратовулкана Пик Сарычева;

[AN] – погребенный горизонт со свойством *andic* [WRB, 2014];

[A4] – погребенный горизонт с высоким содержанием органического углерода.

В слое C_teph возможно нахождение тонких прослоек (0,5–2,0 см) с повышенным содержанием органического углерода определяемых как погребенные горизонты [A1] – [A3].

Погребенный горизонт [AN], палево-бурый, пирокластический материал гравилисто-щебнистой размерности, рыхлый, мелкозем со свойствами andic. Как правило, подстилается горизонтом [A4].

Погребенный горизонт [A4] с высоким содержанием органического углерода, неоднородный, в случае малой мощности (не более 10 см) дифференцируется на 2–3 подгоризонта. При мощности горизонта 15–25 см горизонт дифференцируется на верхний и нижний мощные темные прослои, между которыми множество тонких темных прослоек (ламелей), чередующихся с тонкими прослойками песка или пепла (рис. 4.6). Замечено, что на разных элементах современного рельефа горизонт имеет различные свойства: в одних случаях определяется как перегнойный, в других – торфяной, в третьих – грубогумусовый. Эта вариабельность свойств погребенного горизонта, по предварительным оценкам, отражает различные условия увлажнения и растительные сообщества до его погребения. Горизонт выявляется не только в разрезах ППЧ в пределах морских террас, но и распространен в границах древней вулканической постройки вулкана Матуа и обнаруживается также на границе с современной постройкой вулкана Пик Сарычева.

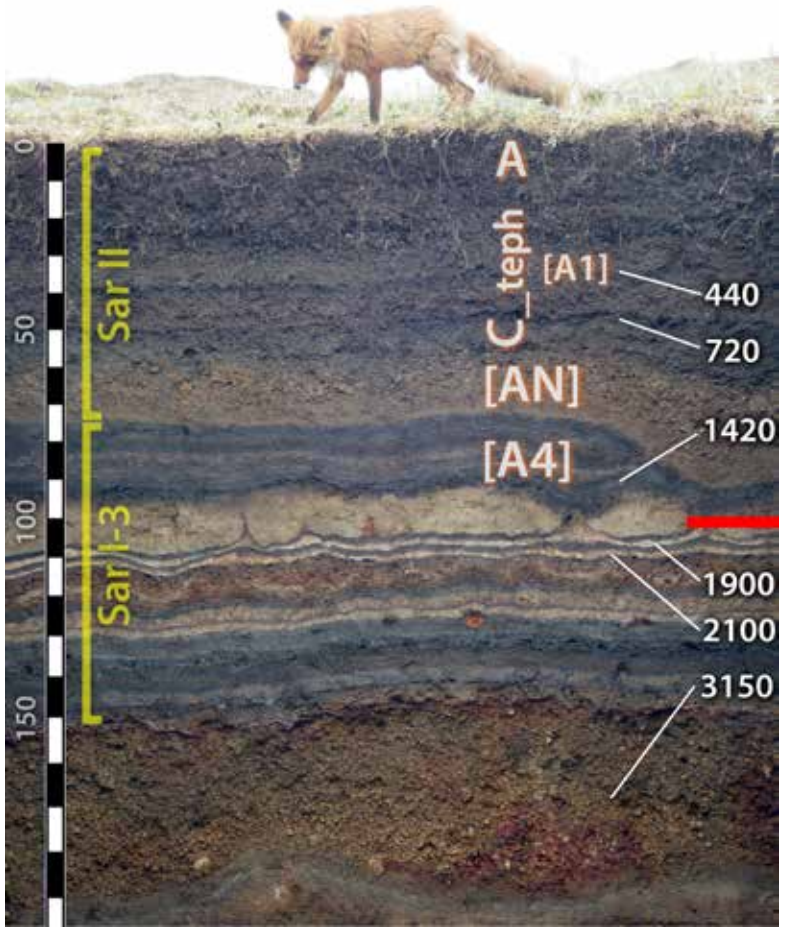
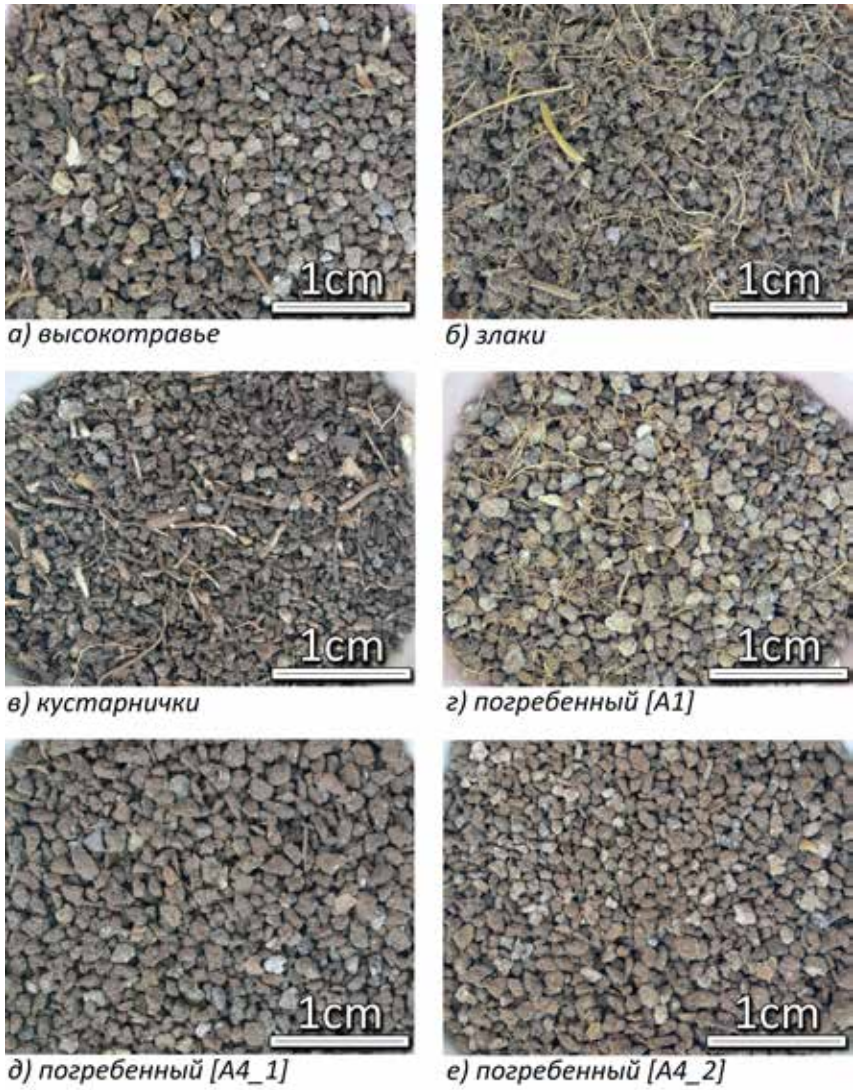


Рис. 4.6. Разрез на полуострове Орлова (координаты: N 48.048663°; E 153.272024°)

Поверхностный горизонт A разнообразен, его свойства зависят от типа наземного растительного покрова. Под тундрами (шикшевники) это грубогумусовый горизонт, в местах нарушения почвенного покрова – сухоторфяный мощностью 10–17 см, под высокотравными и злаковыми лугами – гумусовый горизонт мощностью 10–35 см, а под папоротниковой растительностью – торфяной или торфяно-перегнойный горизонт мощностью не более 15 см. Органогенные горизонты имеют заметный переход к подстилающим отложениям. Вся толща пирокластического чехла содержит мелкие корни, что никак не отражается на свойствах отложений.



а) высокотравье
б) злаки
в) кустарнички
г) погребенный [A1]
д) погребенный [A4_1]
е) погребенный [A4_2]

Рис. 4.7. Агрегаты (не менее 1 мм и не более 2 мм) поверхностных и погребенных горизонтов, содержащих органическое вещество почв:
а) под высокотравной растительностью;
б) под злаковой растительностью с зеленомошным напочвенным покровом;
в) под кустарничковой растительностью;
г) погребенный горизонт [A] в толще C_teph;
д, е) погребенные горизонты [A4] под толщей C_teph

На рис. 4.7 представлены фотографии гранулометрической фракции размерностью не менее 1 мм и не более 2 мм. Здесь можно видеть, что агрегаты поверхностных и погребенных органоминеральных горизонтов различаются по цвету, форме, количеству примесей пирокластического материала и включению растительных остатков (корней). Наиболее темным выглядит образец 4.7в, формирующийся под кустарничниковой тундрой (шикшевники). Больше всего примесей мелких корней содержится в образцах 4.7б, 4.7в и 4.7г, горизонты которых обильно пронизаны корневой системой растений. Минимальное содержание включений корней в образце 4.7а объясняется мочковатой корневой системой на корневище высокотравной растительности, а в погребенных горизонтах 4.7д и 4.7е – его нахождением за пределами корнеобитаемой зоны современного растительного покрова.

Из данных табл. 4.2 следует, что максимальное содержание органического углерода почв больше всего содержится в горизонтах под высокотравной растительностью (литер 1), в них отмечается самый высокий pH и содержание поглощенных оснований. Чуть меньше органического углерода содержится в кустарничковом горизонте (литер 2), но в нем, как во всех остальных горизонтах, кислотность выше на 0,5 pH и существенно ниже количество поглощенных оснований. Меньше всего органического углерода почв среди поверхностных горизонтов содержится под злаковой растительностью (литер 3).

Таблица 4.2.
Средние показатели химического анализа горизонтов почв

Литер горизонта	Горизонт	Ср. глубина горизонта	Corg, %	Гумус, %	pH, H2O	Поглощенные основания		P_2O_5	K_2O	Fe_2O_3	Al_2O_3	SiO_2	index *andic*, %
						Ca^{2+}	Mg^{2+}	mg/100g soil		Оксалат-растворимые, %			
						mg-eq/100g							
1	A_hi_gr	5,5	13,3	23,0	6,1	30,5	10,0	17,4	29,8	0,4	0,3	0,0	0,5
2	A_shr	6,0	11,7	20,2	5,4	2,9	2,2	2,8	17,3	0,6	0,5	0,1	0,1
3	A_graas	8,3	7,4	12,7	5,1	2,1	1,1	2,8	13,1	0,4	0,6	0,1	0,8
4	A_lichen	3,3	6,5	11,2	5,2	1,0	0,8	2,6	14,6	1,3	1,1	0,5	1,8
5	[A1]	27,5	3,7	6,4	5,8	3,1	0,6	0,9	4,6	0,6	1,0	0,3	1,3
6	[A4]	95,5	13,0	20,7	5,5	4,7	0,4	1,1	4,7	0,5	1,2	0,2	1,4
7	TURzoo	15,8	5,1	8,7	4,7	0,6	0,4	74,0	8,3	1,2	0,6	0,1	1,2
8	ТПО	10,5	3,1	5,3	5,6	0,3	0,1	1,4	2,9	1,8	1,5	1,0	2,4
9	C_teph	44,8	0,6	1,1	5,5	0,5	0,1	3,5	2,4	0,5	0,3	0,2	0,6

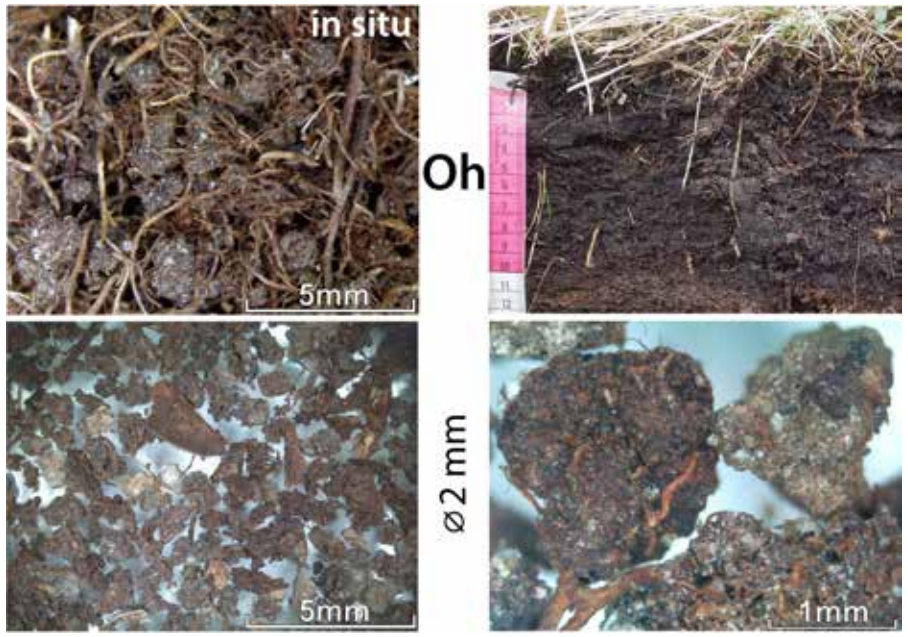


Рис. 4.8. Грубогумусовый перегнойный горизонт, сформированный под кустарничковой растительностью

Наиболее детально морфология горизонтов представлена на рис. 4.8-4.12, на которых в основном показана фракция структурных отдельностей, размеры которой не меньше 1 мм и не крупнее 2 мм.

Грубогумусовый перегнойный горизонт под кустарничковой растительностью выделяется среди прочих темным цветом. Для него характерна темно-серая окраска, в свежем состоянии в нижней части он мажется, содержит большое количество корней кустарничков разного размера. Крупные корни образуют густо переплетенную сеть, которая армирует горизонт. В пустотах образуемого каркаса содержатся включения мелкозема и органического вещества различной степени трансформации. В нижней части горизонт состоит в основном из сильно разложившихся и утративших исходное строение растительных остатков мажущейся консистенции. Содержание агрегатов пирокластического материала во фракции составляет около 30 %. В целом, как видно из рис. 4.8, горизонт не имеет выраженной структуры, мелкие корни пронизывают все пространство, включая агрегаты всех выделенных фракций (2,00–0,25 мм). Аналитическое определение содержание гумуса в таких горизонтах неизбежно будет завышать реальные значения. Тем не менее, как видно из рисунка, агрегаты хорошо пропитаны органической плазмой и, судя по специфическому охристо-бурому оттенку, содержат большое количество почвенного органического вещества, что подтверждается аналитически (табл. 4.2, литер 2).

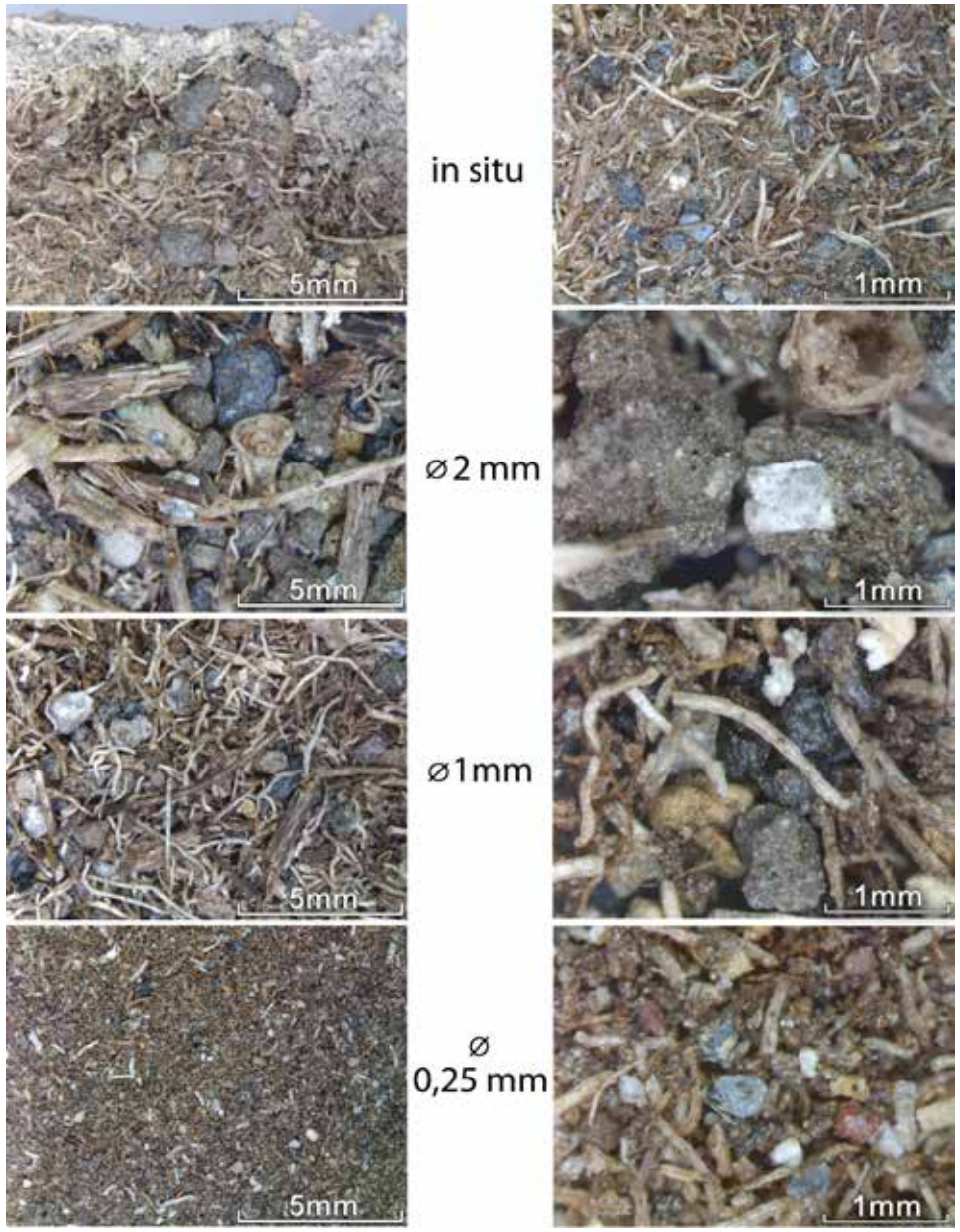


Рис. 4.9. Сухоторфяный горизонт в борту пехотной траншеи вдоль обрывистого берега в районе мыса Орлова

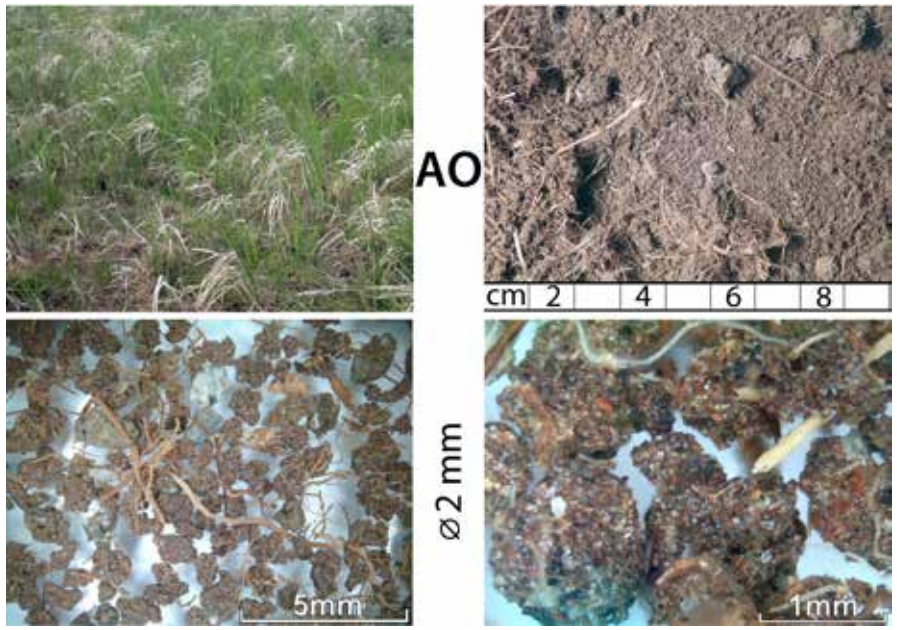


Рис. 4.10. Грубогумусовый горизонт, сформированный под злаковым лугом

В случаях нарушения целостности почвенного покрова изменяются условия функционирования грубогумусового горизонта: он высыхает, растительность погибает и преобразуется в сухоторфянный горизонт (рис. 4.9). На поверхности очень часто поселяется накипной лишайник белого цвета. По химическим свойствам (табл. 4.2, литер 4), горизонт ближе всего к ТПО.

Как видно из рис. 4.9, в выделенной фракции 2 мм обнаруживаются в основном агрегаты пирокластического материала и растительные остатки (корни кустарничков) соломенного цвета; почти отсутствуют органогенные агрегаты, характерные для исходного грубогумусового горизонта. Фракция 0,25 мм, напротив, представлена в основном фрагментами разрушенных органогенных агрегатов и мелких корешков. Можно предположить, что на поверхности почвенное органическое вещество разрушается, его количество снижается и слой деградирует, трансформируясь в сухоторфяный горизонт.

Грубогумусовый горизонт, сформированный под злаковой растительностью, характеризуется большим содержанием с поверхности корней травяной растительности, содержание которых с глубиной быстро убывает. В свежем состоянии горизонт серо-бурого цвета, имеет непрочную комковатую структуру, сложение рыхлое. Агрегаты выделенной фракции (рис. 4.10) имеют неправильную форму, содержат включения мелких

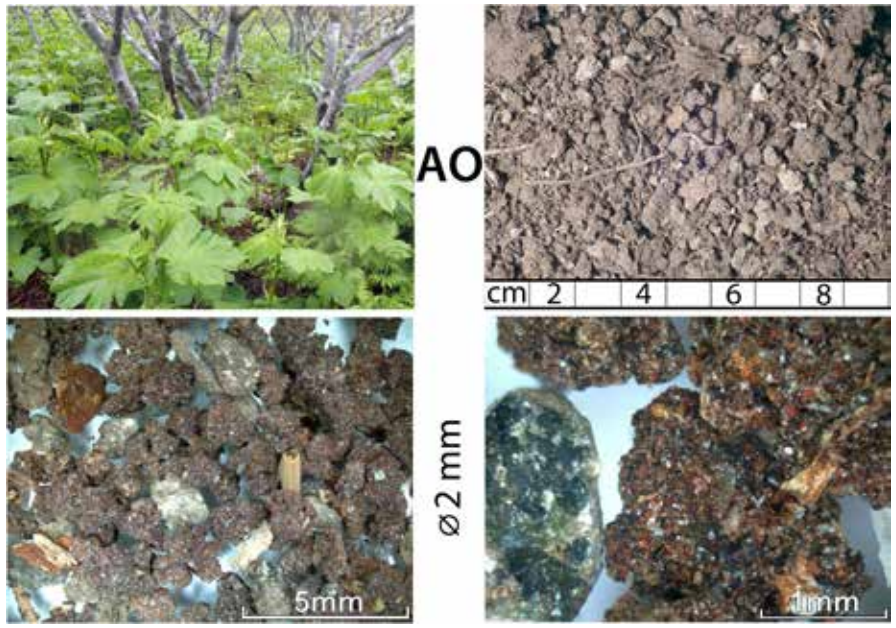


Рис. 4.11. Грубогумусовый горизонт, сформированный под высокотравной растительностью

корней и фрагментов растительности, комочки серовато-бурые с зеленоватым оттенком. Содержание агрегатов пирокластического материала (вулканического стекло, порода или отдельные кристаллы и их осколки) во фракции составляет около 30 %. Частички породы зеленовато-серого цвета на своей поверхности могут содержать фрагменты расплывшегося материала почвенных агрегатов. Большое содержание в теле агрегатов мелких корешков и неразложившихся фрагментов растительного материала исключает корректную оценку содержания органического вещества почвы в данном горизонте, и результаты анализа будут завышены. Однако в сравнении с грубогумусовым горизонтом под кустарничковой растительностью в данном горизонте почвенного органического вещества заметно меньше: мелкозем в почвенных агрегатах не покрыт пленками органического вещества и искрится от падающего света. Эти наблюдения согласуются с данными химического анализа (табл. 4.2, литер 4).

Грубогумусовый горизонт, сформированный под высокотравной растительностью (рис. 4.11), отличается от кустарничкового горизонта существенно меньшим количеством корней, представленных корневой системой трав, светлым палево-бурым цветом в свежем состоянии, обладает хорошо выраженной непрочной комковато-порошистой структурой и легким усилием разминается пальцами рук в пыль. Агрегаты выделенной фракции, изображенные на рис. 4.11, обладают вытянутой

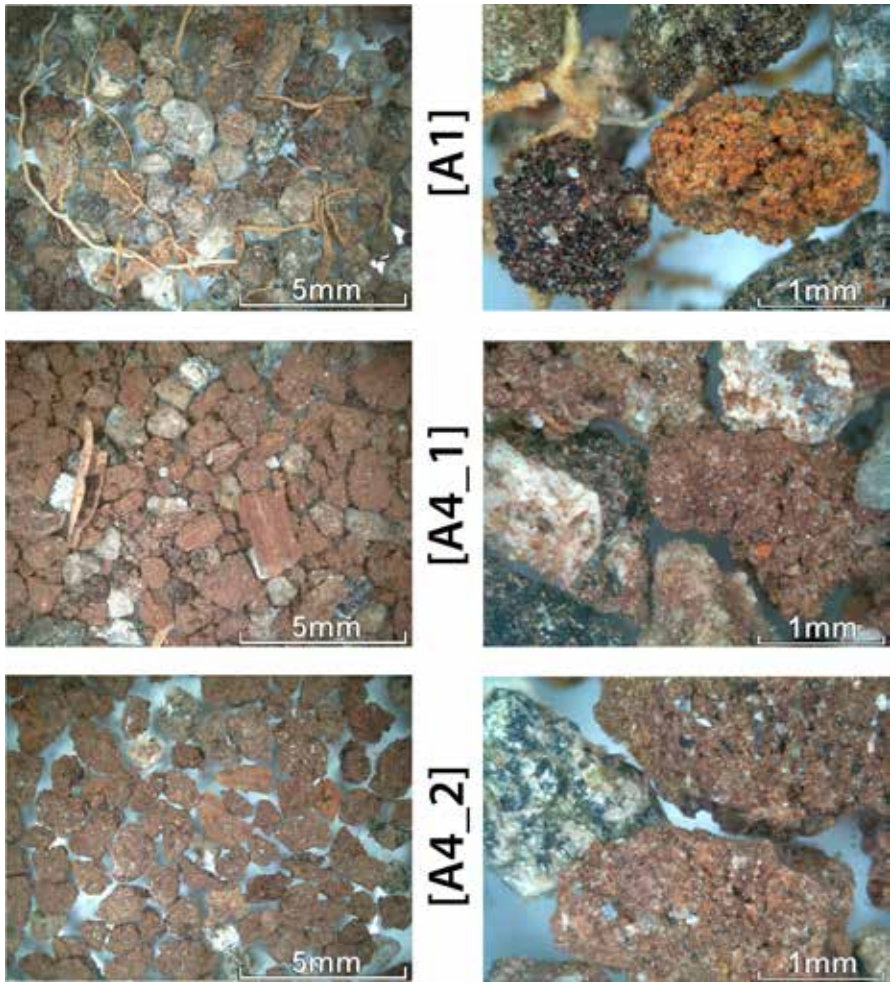


Рис. 4.12. Погребенные органоминеральные горизонты [A1] и [A4]

формой с тенденцией к округлости и относительно сглаженной поверхностью, они представляют собой смесь тонкого органического материала с мелкоземом в соотношении ~ 50/50, включение мелких корней в агрегатах почти отсутствует. Среди почвенных агрегатов можно обнаружить фрагменты вулканического стекла и пород или отдельные кристаллы и их осколки. Содержание агрегатов пирокластического материала во фракции составляет около 10 %. Высокое содержание органического вещества в агрегатах и минимальное содержание примеси пирокластического материала определяет самую высокую концентрацию органического вещества почв в горизонте, что согласуется с данными химического анализа горизонтов (табл. 4.2, литер 1).

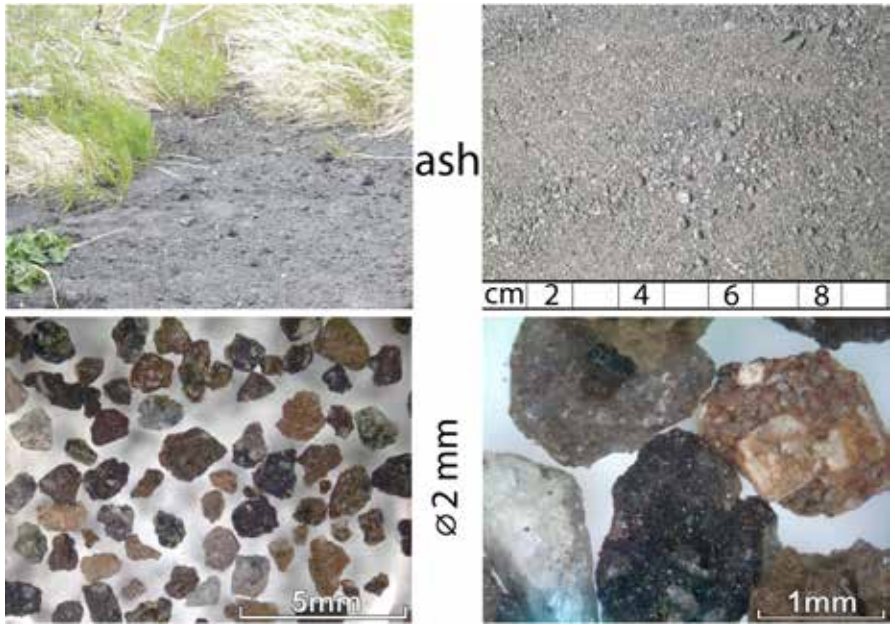


Рис. 4.13. Пепловый слой у края пирокластической волны палящей тучи

Погребенные гумусовые горизонты, показанные на рис. 4.12, различаются между собой – особенно верхний [A1] от нижних (глубоких) подгоризонтов [A4]. Вообще, «гумусовыми» применительно к почвенно-пирокластическому чехлу острова их называть неверно; особенно это относится к глубокому горизонту [A4]. В понижениях этот горизонт будет иметь свойства преимущественно перегнойного погребенного горизонта, а в гидроморфных условиях – и вовсе торфяный. Тем не менее, в данном разрезе они имеют свойства гумусовых горизонтов.

Морфологический облик агрегатов погребенных гумусовых горизонтов [A1] и [A4] по своим свойствам различается, однако включение мелких корней в агрегатах почти отсутствует, как и в поверхностном гумусовом горизонте, формирующимся под высокотравной растительностью.

Погребенный горизонт [A1] характеризуется мелкокомковато-порошистой структурой, зеленовато-серо-бурым цветом, обусловленным в основном цветом пирокластического материала. В горизонте содержится большое количество мелких корней растений современного растительного покрова. Содержание агрегатов пирокластического материала во фракции составляет около 85 %. Агрегаты органоминерального вещества округлой формы, представляют собой смесь тонкого органического материала с мелкоземом в соотношении примерно 60/40, преимуще-

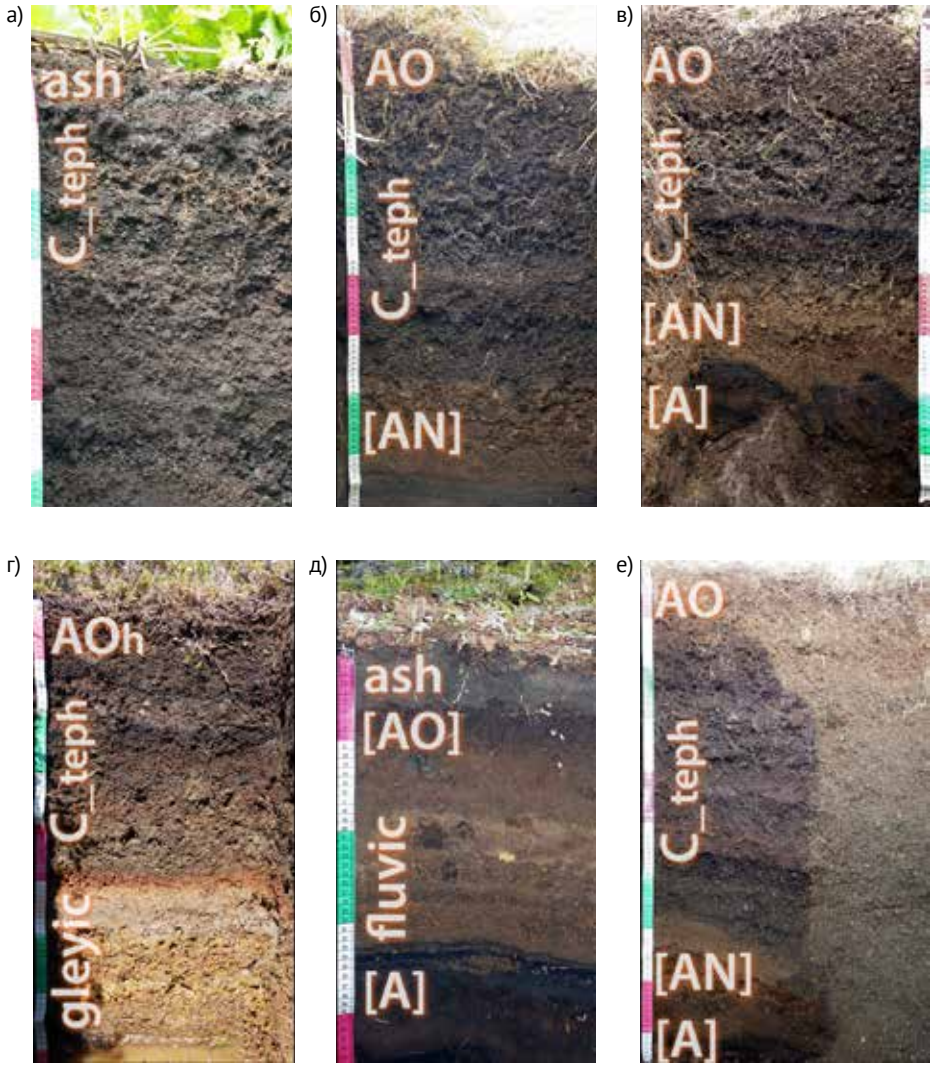


Рис. 4.14. Почвенные профили о. Матуа:
а) почвы начального почвообразования (слаборазвитые на рыхлых пирокластических отложениях);
б) мелкоторфянистые злаковые гравилисто-щебнистые на вулканических отложениях;
в) грубогумусовые перегнойные кустарничковые гравилисто-щебнистые на вулканических отложениях;
г) грубогумусовые перегнойные глубоко-оглеенные контактно-окисленные кустарничковые гравилисто-щебнистые на вулканических отложениях;
д) грубогумусовые злаковые гравилисто-щебнистые на вулканических отложениях на контакте с техногенными (ТО) и техногенными поверхностными образованиями (ТПО);
е) слаборазвитая аллювиальная почва в долине лахара

ственно темно-бурые, иногда охристо-бурые. В составе агрегатов при большом увеличении заметно включение мелких частичек красно-охристого цвета, некоторые агрегаты состоят из сцементированных темно-бурых (почти черных) округлой формы частичек вещества (рис. 4.12, [A1]). Химический анализ показал относительно невысокое содержание общего органического углерода (табл. 4.2, литер 5), что в целом согласуется с наблюдаемым преобладанием пирокластического материала в горизонте. Индекс свойства *andic* = 1,3.

Погребенный горизонт [A4] уплотнен, структура его слоистая, агрегаты угловатые уплощенные, корешки отсутствуют, цвет серовато-темно-бурый, верхний [A4_1] светлее и содержит включения тканей растительных остатков, крупные фрагменты тканей древесной растительности. Минеральный материал в основном представлен осколками кристаллов зеленого цвета с различными оттенками, индекс свойства *andic* = 1,4. Содержание агрегатов минерального материала во фракции составляет около 10 %. Агрегаты органоминерального вещества представляют собой смесь органического материала с мелкоземом в соотношении примерно 60/40. Содержание общего органического углерода в горизонте высокое (табл. 4.2, литер 6) сопоставимо с гумусовым горизонтом, формирующимся под высокотравной растительностью. Однако величины поглощенных оснований, содержание P_2O_5 и K_2O значительно меньше.

Исходя из данных морфологических образов гумусовых горизонтов можно утверждать, что погребенный гумусовый горизонт [A4] формировался под иной растительной ассоциацией, отличной от современной растительности в этом месте.

На рис. 4.13 представлены снимки вулканического пепла последнего эруптивного извержения (2009 г.) у подножия современной постройки вулкана Пик Сарычева в краевой части пирокластического потока палящей тучи. Здесь можно видеть ювенильный материал палящей тучи – шлаки из вулканического стекла светло бурого цвета с различными оттенками, а также угловатые частички резургентного материала наряду с обломками кристаллов.

5 ЛАНДШАФТЫ И РАСТИТЕЛЬНЫЙ ПОКРОВ

ЛАНДШАФТНАЯ СТРУКТУРА

В геосистемной иерархии остров Матуа соответствует географическому ландшафту, под которым понимается геосистема региональной размерности, состоящая из взаимосвязанных генетически и функционально локальных геосистем, сформировавшихся на единой морфоструктуре в условиях местного климата (Николаев, 2006). Внутри островного ландшафта выделяются три местности (Приложение 4): местность вулкана Пик Сарычева с вулканическими пустынями; вулканические постройки древнего вулкана Матуа; морские террасы (Иванов, 2017а).

Местность вулкана Пик Сарычева с вулканическими пустынями

Местность занимает 26,7 км^2, т. е. 51,2 % территории о. Матуа. Это наиболее молодая часть острова, сформировавшаяся 450–500 лет назад (Арсланов и др., 2011) в результате образования современного вулкана Пик Сарычева внутри кальдеры древнего вулкана Матуа. Литологический состав горных пород в пределах местности вулканических пустынь относительно однороден – это андезито-базальты извержений, произошедших за последние 500 лет, и пирокластические отложения. В структуре местности абсолютно преобладают неполные ПТК без почвенно-растительного комплекса, представленные лавовыми потоками и пирокластическими отложениями (рис. 5.1). Кратер вулкана после извержения 2009 г. имеет глубину до 100–150 м и перекрыт лавовой пробкой, по периферии которой прослеживаются многочисленные фумаролы. Значительную площадь занимают снежники, часть из которых многолетние. В основании некоторых снежников наблюдался лед мощностью до 1 м.

Основные экзогенные процессы, происходящие в пределах местности вулканических пустынь, можно разделить на две группы:

– в спокойное время без извержений: формирование снежников, которые создают нивальные ниши; сход лавин при накоплении критической массы; селевые процессы при весеннем снеготаянии и сильных дождях, микросели в летнее время; обвально-осыпные процессы; абразионно-денудационные процессы в береговой зоне; постепенное заселение конуса вулкана растениями-пионерами и формирование слаборазвитых почв;

– в период и некоторое время после извержений: транзит и аккумуляция лавовых и пирокластических потоков (последние сопровождаются горячими пирокластическими волнами); образование лахаров и дальнейшее формирование барранкосов – оврагов, прорезающих склоны вулканических конусов и расходящиеся радиально от кратера к подошве; пеплопады совместно с выбросом вулканических бомб.

Структура местности имеет бидоминантный характер: примерно 2/3 площади занимают две группы урочищ. Наибольшую площадь имеют ПТК крутых склонов (20–40°), сложенные переслаивающимися лавами и пирокластическими отложениями, почвенно-растительный покров в которых полностью отсутствует (выдел 3 на ландшафтной карте – см. Приложение 4). Данные ПТК можно считать фоновыми, а их дробность обусловлена только наличием лавовых потоков различного возраста.

Несколько меньше по площади участки аккумуляции пирокластических отложений (выдел 4). Данные ПТК приурочены к нижним пологим и покатым частям склонов, где происходит отложение основной массы пирокластического материала извержений. На границе вулканических пустынь и древних построек вулкана Матуа участки аккумуляции пирокластики начинают заселять пионерные растения, в первую очередь остролодочник притупленный (рис. 5.2) и пеннелиант кустарниковый, также отмечаются отдельные группы осоки коротконожковой. При дальнейшем зарастании или наличии неглубоко погребенной почвы появляются вейник Лангсдорфа, колосняк мягкий, щучка дернистая, арктерика низкая, гирчовник китайский, а также отдельные пятна кустарничков (шикша, брусника) и кусты ивы горно-хидакской, проростки ольхового стланика.

Лавовые потоки, хорошо выраженные в рельефе, относятся к субдоминантным ПТК (выделы 1 и 2). Они включают потоки голоценовых и современных извержений 1976 и 2009 гг. Лавовые потоки представляют комплексы шириной от 50 до 200–350 м с фронтальными уступами мощностью от нескольких метров до первых десятков метров, спускающиеся от кратера вулкана обычно до средней части вулканической постройки, иногда ниже (лавовые потоки 1976 г. и некоторые другие доходят до береговой линии).

Рис. 5.1. Местность вулканических пустынь к северу от бухты Айну

Рис. 5.2. Остролодочник притупленный – один из пионеров заселения вулканических пустынь

Редкими по занимаемой пощади являются ПТК склонов вулкана с фрагментами пионерной растительности (выделы 5 и 6), представленные выположенными поверхностями лавовых потоков под разреженными злаковыми лугами с шиповником на слаборазвитой грубогумусовой стратифицированной почве в районе мыса Лисий, а также склонами различной крутизны, сложенными переслаивающимися лавами и пирокластикой под разреженными разнотравно-злаковыми лугами. В основном это краевые участки пирокластических потоков на северо-востоке, в меньшей степени – в южной части местности вулканических пустынь.

В пределах местности вулканических пустынь уникален ПТК тектоно-денудационного склона на северо-востоке острова (выделы 7.1 и 7.2). Склоны подобного вида, вероятно, являются поверхностями сместителя крупного сброса (Горшков, 1967), рассекающего остров от мыса Лисий до северо-западного фланга безымянной бухты к северо-западу от бухты Айну. Верхние части склона почти отвесные без почвенно-растительного покрова, а нижние – очень крутые (до 60°) с лавинно-селевыми камнепадными лотками, разделенными гребнями с разреженными разнотравно-злаковыми лугами (рис. 5.3).

Рис. 5.3. Лавинно-селевые камнепадные лотки с очень крутыми склонами в северо-восточной части острова Матуа

Местность древних построек вулкана Матуа

Местность занимает треть площади острова. Это наиболее древняя и разнообразная по морфологической структуре часть вулканического ландшафта. Литогенную основу доминантных урочищ образуют фрагменты разновозрастных средне-позднеплейстоценовых вулканических плато, крутые склоны кальдеры древнего вулкана, отложения лавовых и пирокластических потоков более молодых извержений. Верхняя толща отложений представляет почвенно-пирокластический чехол (ППЧ), слагаемый из переслаивающихся минерально-органогенных горизонтов почв и тефровых отложений. Мощность ППЧ достигает 4–5 и более метров на выположенных поверхностях, на более крутых склонах – до 2–3 м. Выраженность почвенных горизонтов растет при удалении от вулкана. Необходимо отметить, что для ППЧ характерен отличный дренаж, что обусловлено преобладающей фракцией тефры – дресвяно-щебнистой с грубозернистым песком. В результате большая часть талых и дождевых вод уходит с подземным стоком. Дожди слабой и средней силы могут вообще не образовывать временных водотоков, а дренироваться в ППЧ.

В верхней части местности, приближенной к вулканическим пустыням, значительную площадь занимают заросли мертвого ольхового стланика, погибшего во время извержения 2009 г., фрагментами встречаются участки без почвенно-растительного комплекса. Однако на большей части местности преобладают густые заросли ольховника, сочетающиеся с участками горных тундр и луговыми полянами. Примечательно, что под разными видами растительных сообществ формируются морфологически сходные грубогумусовые дресвяно-щебнистые почвы, связанные с молодостью почвенного и растительного покрова, т. е. растительность еще не успевает выступить фактором почвообразования. Различие почв проявляется на уровне подтипа – стратифицированные, типичные, перегнойные.

Структура местности на уровне урочищ полидоминантная. Около трети местности занимают ПТК склонов древних вулканических построек различной крутизны (преимущественно 10–20°), расчлененные флювиально-селевыми долинами (выдел 10). ПТК данного вида имеют сплошное распространение к северо-востоку от кратера вулкана. Некоторая дробность контуров обусловлена широким развитием флювиально-селевой сети, которая сформирована лахарами после извержений разных лет и поддерживается процессами весеннего снеготаяния и отдельными наиболее сильными или продолжительными дождями в теплый период. В пределах склонов древних построек по различиям почвенно-растительного покрова выделяются несколько подвидов ПТК:

Рис. 5.4. Мертвый ольховый стланик в зоне поражения пирокластическими волнами

Рис. 5.5. Сочетание ольхового стланика, разнотравно-злаковых лугов и верещатниковых тундр, характерное для выположенных частей древних лавовых потоков

а) ольховники злаковые и крупнотравные на грубогумусовых стратифицированных почвах – это наиболее распространенный комплекс в пределах всей местности. Помимо ольховника в ярус стланика нередко примешивается рябина бузинолистная. Из злаков преобладает вейник Лангсдорфа, из крупнотравья – лабазник камчатский, из разнотравья – фиалки различных видов, звездчатка Фенцля, встречается триллиум камчатский. В целом видовое разнообразие низкое, для травянистых растений – в среднем 7–9 видов с явных доминированием одного или двух видов;

б) мертвые ольховники в зоне поражения пирокластическими волнами. Данный подвид сформирован после извержения 2009 г. и приурочен к верхним частям местности непосредственно вблизи вулканических пустынь (рис. 5.4). Почвенно-растительный покров представлен разреженными злаковыми лугами среди мёртвых стволов ольхового стланика на слаборазвитых грубогумусовых стратифицированных почвах. Видовой состав травостоя однороден: в основном это вейник Лангсдорфа с примесью щитовника;

в) разнотравно-злаковые луга на грубогумусовых стратифицированных почвах и луго-тундры на грубогумусовых перегнойных почвах; они распространены на юго-западе острова, в меньшей степени – к востоку от кратера вблизи вулканических пустынь, где являются, вероятно, одной из стадий сукцессии после извержения вулкана. В травянистом покрове преобладает вейник Лангсдорфа, обычны анафалис жемчужный, фиалки различных видов, звездчатка Фенцля, зверобой камчатский, осока коротконожковая; могут встречаться соссюрея Ридера, гирчовник китайский и некоторые другие. Из кустарничков в луго-тундрах доминируют шикша и брусника.

Другой субдоминантный вид ПТК в пределах местности древних вулканических построек – выположенные поверхности лавовых потоков («лавовые плато») (рис. 5.5), пологонаклонные и субгоризонтальные (выдел 8), занимающие почти четвертую часть местности (4 км^2). Лавовые «плато» сосредоточены в основном на юго-западе и юго-востоке острова, а также на юге в районе конуса выноса Большого лахара на границе с местностью морских террас.

Внутри этого ПТК также выделяются несколько подвидов по различию почвенно-растительного покрова:

а) ольховники крупнотравные и злаковые на грубогумусовых стратифицированных почвах; наиболее распространены в районе мыса Клюв и к юго-западу от него, а также к северу от конуса выноса Большого лахара и на востоке острова. Подобные сообщества абсолютно домини-

руют внутри лавовых «плато». В травянистом покрове преобладают вейник Лангсдорфа или лабазник камчатский, к последнему может примешиваться щитовник распростертый. Встречаются зверобой камчатский, звездчатка Фенцля, подмаренник камчатский и некоторые другие, однако видовое разнообразие в целом невелико – в среднем 4–6 видов сосудистых растений на площадке описания. Почвы однообразны, в основном грубогумусовые стратифицированные: мощность органогенного горизонта увеличивается при удалении от вулкана и варьирует в среднем от 6 до 9 см, ниже подстилается рыхлыми тефровыми отложениями;

б) мертвые ольховники в зоне поражения пирокластическими волнами; они схожи с подобным подвидом на склоновых поверхностях, сформированы также после извержения 2009 г. и приурочены к верхним частям местности непосредственно вблизи вулканических пустынь. Почвенно-растительный покров представлен разреженными разнотравно-злаковыми лугами среди мертвых стволов ольхового стланика на слаборазвитых грубогумусовых стратифицированных почвах. Для видового состава травостоя типичны вейник Лангсдорфа (преобладает), осока коротконожковая, анафалис жемчужный, крестовник коноплелистный, бодяк камчатский, может встречаться щитовник распростертый;

в) разнотравно-злаковые луга на грубогумусовых стратифицированных почвах и луго-тундры на грубогумусовых перегнойных почвах; распространены в основном на юго-западе острова. Иногда в них выражен разреженный невысокий кустарниковый ярус из ивы горно-хидакской и рододендрона золотистого. В травянистом покрове преобладает вейник Лангсдорфа, обычны анафалис жемчужный, фиалки различных видов, звездчатка Фенцля, зверобой камчатский, могут встречаться соссюрея Ридера и некоторые другие. Из кустарничков в луго-тундрах преобладает шикша с участием вейника Лангсдорфа. Мощность органогенного горизонта в почвах в юго-западной части острова составляет в среднем около 15 см.

Среди разнотравно-злаковых лугов и луго-тундр на лавовом плато в юго-западной части острова выделяются фрагменты верещатниковых тундр. Они распространены небольшими пятнами, преобладает шикша с участием брусники. Под тундрами формируются грубогумусовые почвы с характерным перегнойным горизонтом. Тундровые ПТК не отражены на ландшафтной карте, т. к. их доля мала и их участки не выражаются в масштабе карты.

Третьи по занимаемой площади в пределах местности древних вулканических построек – крупные лавовые потоки и системы потоков, со склонами крутизной до 20–25°, занятые ольховниками разнотравно-злаковыми в сочетании с верещатниковыми тундрами и злаковыми лугами (выдел 9). В пределах острова таких комплекса всего два – в юго-

западной и восточной частях. В их рельефе четко выражены отдельные лавовые гряды, крутизна основной поверхности в среднем 5–8°, реже до 10°. Юго-западный поток отличается большей протяженностью (более 3 км) и выходом лавовых останцов на дневную поверхность. В растительном покрове на вершинных поверхностях преобладает ольховый стланик с участием рябины бузинолистной, а в травянистом покрове – высокотравье (лабазник камчатский) и разнотравье (фиалки различных видов, анафалис, зверобой и другие). На склонах фронтальных и боковых уступов помимо ольховника могут быть представлены разнотравно-злаково-крупнотравные луга с участками рябины и рододендрона золотистого.

В границах восточного лавового потока были обнаружены участки ольховников высотой до 5 м, которые можно считать условно-коренными для острова (вероятно, они находятся в более защищенных от извержений местообитаниях и не вырубались в японский период колонизации острова) (рис. 5.6). В травянистом покрове наряду с лабазником камчатским преобладают папоротники (многорядник Брауна), значительна доля вейника, присутствует триллиум камчатский, фиалки различных видов, селезеночник, седмичник европейский и другие (например, стрептопус стеблеобъемлющий). В целом видовое разнообразие подобных ПТК высоко по сравнению с другими ольховниками – травянистых видов может насчитываться до 10–11 на площадке. Почвы в условно-коренных ольховниках мелкоторфянистые, нередко стратифицированные, т. к. органогенный горизонт перекрыт слоем серого пепла, который уже включен в почвообразование. Среди ольховников встречаются тундровые биогеоценозы (преобладают шикша, брусника

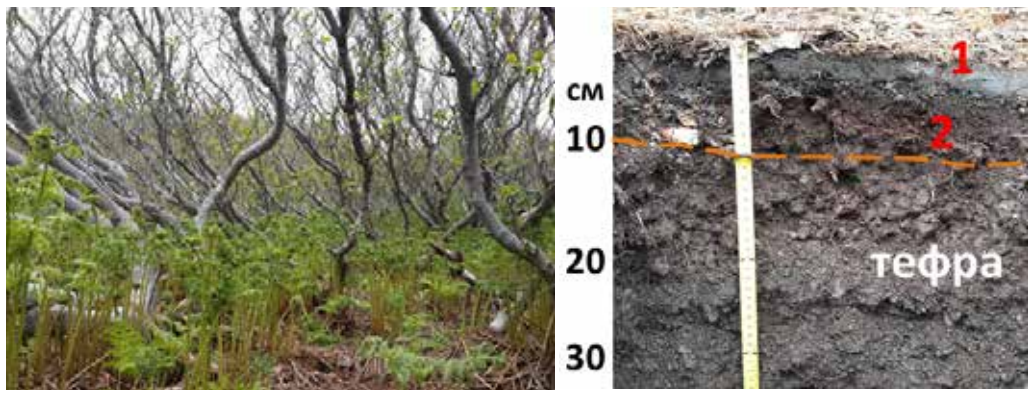


Рис. 5.6. Близкие к условно-коренным ольховники с доминированием папоротника на мелкоторфянистых стратифицированных почвах.
1 – мелкоторфянистый горизонт, 2 – пепел. Оранжевой пунктирной линией показана граница органогенного и тефрового горизонтов

и голубика) и злаковые луга (доминирует вейник, нередко с участием лабазника и разнотравья).

В юго-западной части острова и локально на востоке острова имеют место редкие ПТК очень крутых склонов (до 40–45°), густо расчленённые лавинно-селевыми лотками. Это парагенетические геосистемы, в которых активно сходят лавины и сели и происходят обвально-осыпные процессы. В днищах понижений почвенно-растительный покров полностью отсутствует вследствие высокой интенсивности экзогенных процессов; на разделяющих их гребнях сформированы разреженные разнотравно-злаковые луга и ольховники с участием рябины бузинолистной на петроземах и слаборазвитых грубогумусовых почвах (выдел 11).

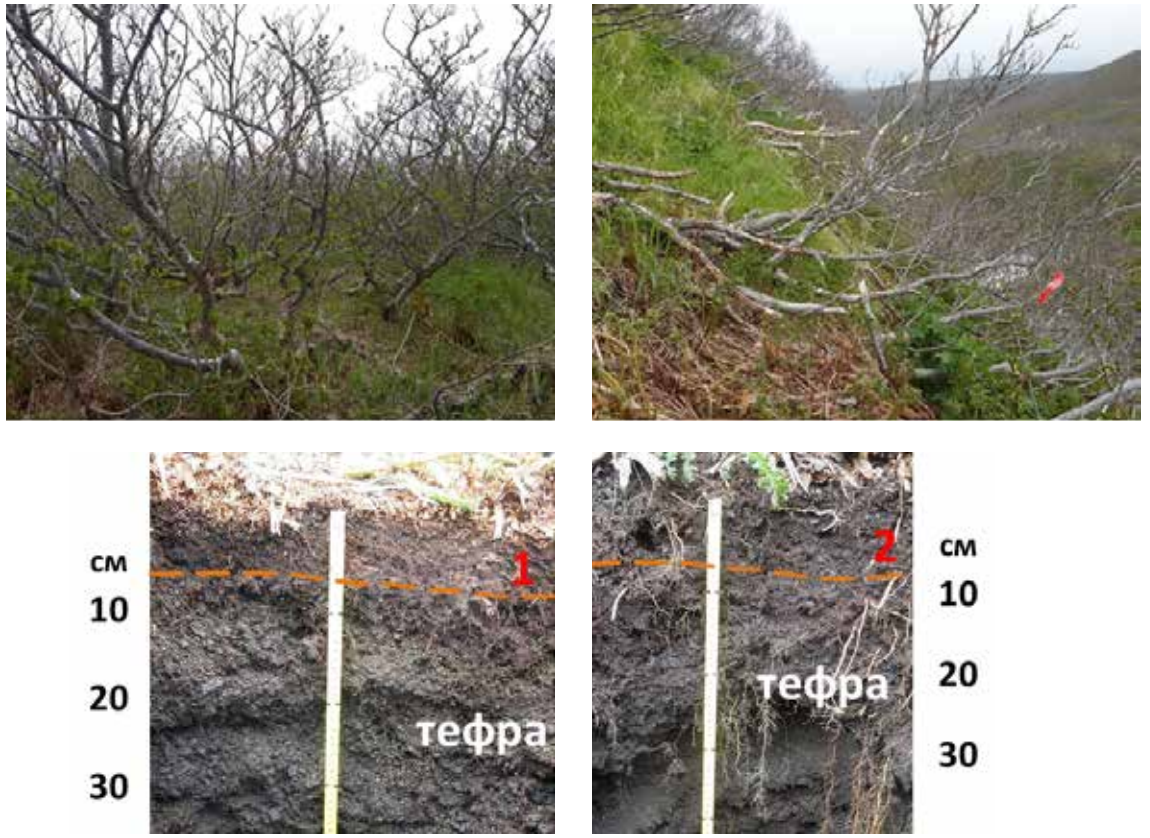


Рис. 5.7. Слева – основная поверхность сопки Плоская под ольховником с участием рябины вейниково-папоротниковым на мелкоторфянистой стратифицированной почве; справа – крутой склон сопки Плоской под ольховником с участием рябины высокотравным на грубогумусовой стратифицированной почве.
1 – грубогумусовые стратифицированные почвы, 2 – мелкоторфянистые почвы.
Оранжевой пунктирной линией показана граница органогенного и тефрового горизонтов

Отдельное место в морфологической структуре местности древних вулканических построек занимают обособленные вулканические центры (сопка Плоская, выдел 13). Предполагается, что подобные вулканические центры (кроме сопки Плоская к ним относятся сопка Круглая и остров Топорковый) возникли на рубеже плейстоцена и голоцена (Дегтерев, 2013). Сопка Плоская выделяется слабоволнистой вершинной поверхностью, пологонаклонной на юго-восток (6°), заросшей густыми зарослями рябиново-ольхового стланика вейниково-папоротникового на мелкоторфянистых почвах. Почти по центру вершинная поверхность прорезается долинообразным понижением. Склоны имеют крутизну от 25° до 35–40° и заняты ольховниками с участием рябины крупнотравными и папоротниково-крупнотравными на грубогумусовых стратифицированных почвах (рис. 5.7).

Местность морских террас

Морские террасы локализованы в юго-восточной части острова и занимают около 16 % его площади. Местность состоит из нескольких групп урочищ морских террас – низких (от 2–3 до 10 м), средних (до 25 м) и высоких (до 50–60 м). Спецификой экзогенных процессов в границах местности является то, что они связаны как с вулканом, так и с влиянием моря, т. е. в отдельных частях местности вещественно-энергетические потоки имеют разнонаправленный характер.

По площади абсолютно преобладают террасы высокого уровня, занимающие более половины местности. Возраст террас оценивается как плейстоценовый. Они представляют собой субгоризонтальные или пологонаклонные поверхности, сложенные морской галькой разной степени окатанности с песчано-супесчаным заполнителем на цоколе вулканических пород, на значительной площади перекрытые древними и современными отложениями лахаров (выдел 14). Вулканический цоколь залегает преимущественно на глубине 5–6 м, однако по территории наблюдаются значительные вариации его мощности (Бинюков и др., 2019). В одном месте недалеко от дороги из бухты Айну в бухту Двойная посреди высокой террасы имеется выход вулканического цоколя на поверхность; в этом останце японцами был сооружен ДОТ.

Структура ПТК высоких террас имеет бидоминантный характер. Преобладают субгоризонтальные поверхности, занятые ольховниками разнотравно-злаковыми и крупнотравными на грубогумусовых стратифицированных и типичных почвах (выдел 14а). Большая часть территории здесь перекрыта конусами выноса древних и молодых лахаров. На отдельных участках к ольховнику примешивается рябина бузинолистная.

Из доминантов травостоя наиболее распространены вейник Лангсдорфа и лабазник камчатский, из остальных травянистых чаще встречаются крестовник коноплелистный, фиалки различных видов (в первую очередь фиалка лысоватая), звездчатка Фенцля, щавелек покрытоплодный, кипрей, различные злаки и др. Почвы в отдельных случаях стратифицированные (серый пепел, вовлеченный в почвообразование), средняя мощность органогенного горизонта 8–10 см. Сообщества ольховника, примыкающие к взлетно-посадочной полосе, имеют более молодой возраст, что определяется по их высоте (1,0–1,2 м против 2–2,5 м в среднем для высоких террас) и повышенной разреженности. Почвы на данных участках техногенно нарушены, часть тефровых прослоев и погребенных горизонтов отсутствует, что позволило диагностировать их как абралиты грубогумусовые гравилисто-щебнистые.

Несколько меньшую площадь занимают ПТК с разнотравно-злаковыми лугами и луго-тундрами на грубогумусовых типичных и перегнойных почвах (выдел 14б) (рис. 5.8). Среди травянистых растений здесь наиболее распространены вейник Лангсдорфа и щучка дернистая, реже встречаются ожика мелкоцветковая, овсяница красная, фиалки различных видов, анафалис жемчужный, соссюрея Ридера, звездчатка Фенцля, крестовник коноплелистный. В луго-тундрах преобладают шикша и брусника, а в почвах присутствуют признаки перегнойности. Типичная мощность органогенного горизонта почв в пределах рассматриваемого подвида ПТК составляет 6–8 см для разнотравно-злаковых лугов и 8–10 см для луго-тундр.

Рис. 5.8. Субгоризонтальная поверхность 40-метровой морской террасы под разнотравно-злаковыми лугами и луго-тундрами

ПТК с верещатниковыми тундрами на грубогумусовых перегнойных почвах (выдел 14в) относятся к редким, они занимают 4 % площади высоких террас. В основном тундры сосредоточены в районе мыса Орлова, небольшие участки – к северо-западу от аэродрома. В составе фитоценозов преобладают кустарнички, в первую очередь шикша, а также брусника, голубика, реже – арктоус альпийский; из травянистых видов участвуют соссюрея Ридера, остролодочник притуплённый, осока коротконожковая, реже – горец птичий и некоторые другие. Видовое разнообразие травостоя невелико: как правило, насчитывается не более 4–6 травянистых видов на площадке 10×10 м. Типичная мощность органогенного горизонта почв около 10–12 см.

К местности морских террас также отнесены поверхности проблематичного генезиса, располагающиеся к востоку от массива Плоский, их высота достигает 70–80 м над уровнем моря (выдел 19). Вероятно, по генезису это также высокие морские террасы, но на большей части перекрытые мощным конусом (или конусами) выноса древних лахаров. В растительном покрове здесь абсолютно преобладают ольховники высокотравные и разнотравные на грубогумусовых почвах.

Террасы среднего уровня, занимающие высоты 10–25 м, выражены только на юге острова, они окаймляют бухту. Строение литогенной основы в целом аналогично более высоким поверхностям, но меняется структура растительного покрова: преобладают разнотравно-злаковые луга с участием вейника Лангсдорфа, колосняка мягкого и кустарничков, а ольховник, характерный для террас высокого уровня, здесь встречается лишь локально.

Среди террас среднего уровня абсолютно преобладают пологонаклонные к морю поверхности крутизной 3–5°, сложенные галечниками и песками, цокольные (?), под злаковыми лугами с фрагментами верещатниковых тундр и ольховников разнотравных на грубогумусовых типичных почвах (выдел 15). Данные ПТК вытянуты вдоль всей бухты Айну. Видовое разнообразие фитоценозов относительно высокое – в среднем на площадке фиксировалось от 10 до 15 травянистых видов, из них наиболее распространены вейник Лангсдорфа, щучка дернистая, ожика мелкоцветковая, анафалис жемчужный, соссюрея Ридера, осока коротконожковая и др. Осложняет террасы среднего уровня уникальное простое урочище – заболоченная ложбина и протекающий по ней

ручей. Ручей берет начало из-под лавового потока и течет в сторону бухты Айну. Вода в ручье сильно ожелезненная, и все днище ложбины имеет характерный ржавый цвет. На днище произрастает только один вид – осока скрытоплодная. Почвы торфянистые грунтово-ожелезненные оглеенные, мощность органогенного горизонта 27 см, после чего начинается типичный для о. Матуа горизонт темно-серой тефры.

Вблизи фронтального уступа одного из лавовых потоков, выходящих к бухте Айну, имеется зона разгрузки грунтовых вод (выдел 16). Уровень грунтовых вод в почвенных разрезах начинается с глубины 50–60 см. Данный ПТК визуально хорошо выделяется наличием влаголюбивых видов. Из травянистых растений преобладают осока скрытоплодная, ситник, хвощ луговой, среди кустарничков доминируют шикша, голубика, брусника, реже встречается арктоус альпийский. Под этой растительностью сформировались грубогумусовые перегнойные оглеенные почвы.

На контакте морских террас среднего и низкого уровня располагается уникальное для о. Матуа сложное урочище эрозионно-суффозионной ложбины в зоне разгрузки грунтовых вод, расчлененное мелкими эрозионными врезами, под злаково-осоково-ситниковыми сообществами на торфяных эвтрофных слоисто-пепловых почвах (выдел 17). Ложбина вытянута на 800 м вдоль бухты Айну, вода в зоне разгрузки сильно ожелезненная, т. к. поступает из лавовых пород местности древних построек вулкана Матуа. Уровень грунтовых вод на межпроточных повышениях начинается с 15 см, мощность торфа с прослоями тефры и цунамигенных песков составляет более 1,5 м. С зоной разгрузки связана многочисленная сеть ручьев, расчленяющих поверхность террас. В составе растительности преобладают осоково-сфагновые и злаково-осоково-ситниковые сообщества. Фациальная структура бидоминантная и связана с неровностями микрорельефа.

Террасы низкого уровня на высотах 2–10 м локализованы преимущественно в бухтах Айну и Южная, фрагментарно встречаются в бухте Двойная (выдел 18). Низкие морские террасы имеют голоценовый возраст и сильно переработаны цунами и штормовыми нагонами. Максимальной ширины низкие террасы достигают в средней части бухты Южная – около 550 м (рис. 5.9).

Для террас в бухте Южная характерны простые урочища береговых валов; на отдельных участках прослеживается до 10–12 валов высотой до 5 м. По мере удаления от моря заметно меняется характер почвенно-растительного покрова. Вблизи моря формируются колосняковые луга на слаборазвитых псаммоземах, которые затем сменяются сомкнутыми злаково-разнотравными лугами и тундровыми сообществами на грубогумусовых типичных почвах с близким залеганием морских песков. Неоднородность валов обнаруживается и на фациальном уровне.

Рис. 5.9. Бухта Южная с морскими террасами и береговыми валами

Вершинные поверхности обычно заняты разнотравьем, а также кустарничковыми группировками с преобладанием шикши, встречаются отдельные кусты рябины бузинолистной и рододендрона золотистого. В межваловых понижениях преобладают разнотравно-злаковые луга (вейник, ожика, колосняк, анафалис) на псаммоземах гумусовых. Мощность прогумусированного песчаного слоя около 15 см, далее обычно идет прослой тефры, сменяющийся ниже маломощными погребенными почвами, близкими к современным. Несколько участков береговых валов перевеяны и имеют в своем составе дюнные комплексы.

В бухте Айну выделяются только два береговых вала высотой 2–3 м, на них сформированы разнотравно-колосняковые луга на псаммоземах гумусовых.

Береговая зона

В ландшафтной структуре любого острова выделяются береговые геосистемы, окаймляющие остров. На о. Матуа они представлены двумя основными типами – преобладающими абразионными и аккумулятивными. Локально распространены обвальные комплексы, не отраженные на ландшафтной карте.

Абразионно-денудационные склоны в той или иной форме встречаются практически по всему побережью о. Матуа. В бухтах Южная и Двойная, а также в районе мыса Клюв они представляют собой древние

клифы крутизной 35–45°, занятые злаково-разнотравными лугами и ольховниками высокотравными на грубогумусовых стратифицированных и типичных почвах (выдел 23а) (рис. 5.10). В отдельных частях склонов наблюдаются обвально-оползневые процессы, особенно в районе мысов Клюв и Обвальный севернее бухты Айну. Абразионно-денудационные склоны, окаймляющие местность вулканических построек в северной части острова, как правило, лишены почвенно-растительного комплекса, процессы разрушения берегов здесь наиболее активны (выдел 23в).

Среди пляжей преобладают песчано-галечниковые, сложенные переработанными пирокластическими отложениями, без почвенно-растительного покрова (выдел 20). Наиболее протяженные пляжи подобного вида находятся в бухтах Айну и Южная (рис. 5.11). Несмотря на то, что большая часть пляжной зоны не покрыта растительностью, в переходной зоне к низким морским террасам появляются разреженные серийные ряды растительности, образованные пионерными группировками гонкении продолговатолистной с участием мертензии приморской, которые затем сменяются полосой крестовника лжеарникового с колосняком мягким; далее, переходя непосредственно на низкие террасы и осложняющие их береговые валы, в лугах начинает преобладать колосняк, под которым формируются слаборазвитые псаммоземы.

Пляжи галечниково-валунные с фрагментами низкой морской террасы под разнотравно-колосняковыми сообществами на псаммоземах гумусовых (выдел 21) занимают почти все побережье бухты Двойная на востоке острова. Фрагменты низкой морской террасы представляют собой слабонаклонные поверхности шириной 10–15 м, вытянутые вдоль абразионно-денудационного склона, нередко перекрытые обвально-оползневыми телами в подсклоновой части, под разнотравно-высокотравным лугом (иногда с подростом ольхового стланика) на грубогумусовых типичных опесчаненных почвах. В местах выхода грунтовых вод с повышенной минерализацией доминируют белокопытник японский и борщевик шерстистый.

ПТК флювиально-селевой сети

Несмотря на то, что на о. Матуа существует только один постоянный водоток – ручей Хесупо в районе бухты Айну, в южной, юго-восточной и восточной частях острова, преимущественно в пределах местности древних вулканических построек вулкана Матуа, широкое развитие получили долинообразные понижения различной формы, как правило, занятые ольховниками крупнотравными. К долинообразным понижениям мы также относили выраженные в рельефе каналы прохода лахаровых

Рис. 5.10. Абразионный берег к северу от мыса Клюв

Рис. 5.11. Береговая зона между мысом Орлова и бухтой Южная

потоков – как современных, так и древних. Сеть, сформированная лахарами после извержений разных лет, поддерживается процессами весеннего снеготаяния и отдельными наиболее сильными и/или продолжительными дождями в теплый период. Понижения могут иметь вид эрозионных врезов или небольших долинок. Истоки данных эрозионных форм находятся у вулканических пустынь, а устьевые части выходят на высокие морские террасы. Для врезов характерна глубина 1–1,5 м и ширина по бровке 3–4 м. Долинки же в средней части могут иметь глубину до 5–6 м, а ширину по бровке до 20–30 м. Профиль обычно V-образный или теснинообразный.

Флювиально-селевая сеть аккумулирует значительные объемы снега со снежниками вытянутой формы. В отдельных долинках снег может лежать до конца лета, что обуславливает выхолаживание склонов долин и замедленную вегетацию (рис. 5.12). На склонах в основном произрастает ольховый стланик с участием рябины бузинолистной, а в травянистом покрове преобладает лабазник камчатский, нередко с папоротником, на грубогумусовых стратифицированных почвах. Днище понижений активных в современное время лахаровых потоков нередко лишено почвенно-растительного покрова, заселение происходит локально пионерными видами.

Периферийные части конусов выноса лахаров продолжаются верховьями целого ряда относительно крупных эрозионных форм балочного типа. Их длина меняется от сотен метров до нескольких километров, ширина в среднем 30–70 м, глубина до 5–6 м (резко возрастает в приустьевой части, где они прорезают бровку абразионного склона). Следов

Рис. 5.12. Снежники в некоторых долинах могут сохраняться до конца лета. Снимок сделан в середине июня

постоянного стока нет. Можно предположить, что эти формы были образованы селеподобными потоками, которые могли формироваться при сходе особо мощных лахаров с восточного склона вулкана ниже зоны аккумуляции основной селевой массы. Промежуточное положение между такими врезами и типичными селевыми врезами на склоне вулкана занимают крупные формы, вершины которых поднимаются по склонам древнего вулкана, но не соединены с современными зонами транзита лахаров или пирокластических потоков. Наиболее крупная из таких форм огибает с севера массив Плоский и отделяет комплекс морских террас юго-востока от сниженных лавовых плато северо-востока острова.

Необходимо отметить, что современные конуса выноса лахаров накладываются на более древние, не достигая их края. Вероятно, более половины площади поверхности высоких морских террас перекрыты пролювиально-селевыми отложениями. Возможно, выделенная на карте поверхность проблематичного генезиса (выдел 19) находящаяся к востоку от массива Плоский, также является террасой высокого уровня, перекрытой древним конусом выноса. Отдельные древние конуса выражены также на лавовых плато в восточной части острова. Установить точные границы распространения древних селевых отложений и связанного с ними характерного микрорельефа и отложений крайне трудно, поскольку их поверхности густо заросли ольховым стлаником.

ЛАНДШАФТНОЕ РАЗНООБРАЗИЕ И ЕГО ИЗМЕНЕНИЕ ПОД ВЛИЯНИЕМ ИЗВЕРЖЕНИЙ ВУЛКАНА

В ландшафтоведении в настоящее время используются два основных подхода при анализе ландшафтного разнообразия (ЛР). Один из них, более традиционный, основан на качественном и количественном анализе ландшафтной структуры территории с использованием ландшафтных карт и различных математико-статистических коэффициентов. В этом случае под ЛР понимается число и частота встречаемости природных территориальных комплексов в пределах какого-либо региона, являющихся отражением структурно-генетической неоднородности территории, связанной главным образом со свойствами литогенной основы. Территориальным носителем информации и основным объектом анализа в данном случае является контур на ландшафтной карте. Второй подход основан на анализе ЛР с использованием материалов дистанционного зондирования, преимущественно космических снимков. В этом случае понятие ЛР подразумевает размеры, форму и

связанность различных экосистем на большой территории (Лебедева и др., 2002). При анализе космических снимков элементарным территориальным носителем информации является пиксель, а оцениваются некоторые физические свойства подстилающей поверхности, выраженные через отражение солнечной радиации и/или тепловое излучение, т. е. отражательные свойства земной поверхности. При анализе ландшафтного разнообразия о. Матуа мы использовали первый подход, т. е. в основу большинства показателей положен анализ распределения площади ПТК и числа контуров внутри ПТК более высокого иерархического уровня. Все характеристики разделены на две группы – простые и сложные (табл. 5.1).

Таблица 5.1.
Характеристики ландшафтного разнообразия о. Матуа

Показатель	Обозначение/формула
Группа простых характеристик	
Площадь острова	S
Площадь одного вида ПТК на острове	S_i
Количество видов ПТК на острове	m
Количество ландшафтных контуров	n
Среднее количество контуров на один вид ПТК	p
Средняя площадь ландшафтных контуров	$S_0 = \frac{S}{n}$
Группа сложных характеристик	
Индекс дробности ландшафтных контуров	$k = \frac{n}{S}$
Коэффициент сложности	$K_{слож} = \frac{n}{S_0}$
Энтропийная мера сложности ландшафтного рисунка	$H = -\sum_{i=1}^{m} \frac{S_i}{S} \log_2 \frac{S_i}{S}$
Максимально возможная сложность ландшафтов	$H_m = \log_2 m$
Абсолютная организация ландшафтов (мера неуравновешенности)	$H_i = H_{max} - H$
Относительная организация ландшафтов	$R = 1 - \frac{H}{H_m}$
Коэффициент ландшафтной раздробленности	$K = \frac{S_0 \cdot 100\%}{S}$
Индекс Маргалефа	$Д_{mg} = \frac{(n-1)}{\ln S}$

Таблица 5.2.
Показатели ландшафтного разнообразия о. Матуа

Объект	Простые характеристики						Сложные характеристики							
	Площадь (S), км²	Береговая линия (P), км	Количество ландшафтных контуров (n)	Количество видов ПТК (m)	Среднее количество контуров на один вид ПТК (p)	Средняя площадь контура (S_0), км²	Индекс дробности ландшафтных контуров (k)	Коэффициент сложности ($K_{слож}$)	Энтропийная мера сложности ландшафтного рисунка (H)	Максимальная возможная слож ность ландшафтов (Hmax)	Абсолютная организация ландшафтов (неуравновешенность) (H_i)	Относительная организация ландшафтов (R)	Коэффициент ландшафтной раздробленности (K)	Индекс Маргалефа
Остров Матуа	52,1	33,1	178	34	5,2	0,29	3,4	601,3	4,1	5,1	0,9	0,2	0,6	44,5
Местность вулкана Пик Сарычева	26,7	16,1	57	11	5,2	0,47	2,1	121,7	2,4	3,5	1,0	0,3	1,8	17,0
Местность древних построек вулкана Матуа	17,2	6,6	85	20	4,3	0,20	4,9	420,1	3,4	4,3	0,9	0,2	1,2	29,5
Морские террасы	8,2	10,4	36	16	2,3	0,23	4,4	158,0	2,8	4,0	1,2	0,3	2,8	16,6

Анализ простых характеристик ландшафтного разнообразия (табл. 5.2) показывает, что наибольшее количество видов ПТК и ландшафтных контуров соответствует местности древних вулканических построек вулкана Матуа, хотя она не самая большая по площади. Это объясняется большим набором факторов ландшафтной дифференциации, действующих в местности, которые определяются неоднородностью рельефа и разной степенью воздействия вулкана при извержениях. Это подтверждается также таким показателем, как средняя площадь контура, которая минимальна для местности древних построек (0,2 км²). Местность морских террас уступает вулканическим пустыням по количеству контуров (36 и 57 соответственно), однако это лишь следствие относительно малой площади террасовой местности. Количество видов ПТК в пределах морских террас выше, чем в пределах древних вулканических построек, а средняя площадь контура на морских террасах в два раза ниже, чем в вулканических пустынях (0,23 против 0,47 км²). Таким образом, уже по значениям простых показателей можно говорить, что

ландшафтное разнообразие максимально в пределах местности древних построек вулкана Матуа, несколько ниже на морских террасах (малая площадь, однородность рельефа), а в пределах местности вулкана Пик Сарычева оно минимально, что объясняется абсолютным доминированием одного фактора – активного вулканизма и одного вида ПТК – вулканических пустынь, а также невысокой контрастностью рельефа – здесь абсолютно преобладают склоны различной крутизны.

Три показателя – коэффициент сложности, энтропийная мера сложности и индекс Маргалефа – в наибольшей степени отражают интегральные свойства ландшафтного разнообразия (Ганзей, Иванов, 2012). Значения этих показателей также подтверждают, что пространственная структура наиболее сложная в пределах местности древних построек вулкана Матуа – ландшафтное разнообразие здесь в два раза выше, чем в других местностях. Между морскими террасами и вулканическими пустынями различия незначительны, при том, что коэффициент сложности и энтропийная мера сложности ландшафтного рисунка больше у морских террас. Столь небольшое различие объясняется тем, что вулканические пустыни занимают в три раза большую площадь, чем морские террасы.

Коэффициент ландшафтной раздробленности характеризует отношение среднего размера площади индивидуального ПТК к площади местности и позволяет оценить, как часто сменяют друг друга в пространстве отдельные природные комплексы (большее значение – меньше раздробленность). Данный коэффициент минимален для местности древних построек вулкана Матуа (1,2), т. е. ландшафтная раздробленность в пределах этой территории максимальна, что опять же объясняется совокупным воздействием целого ряда факторов ландшафтной дифференциации. Вулканические пустыни, наоборот, характеризуются повышенным значением коэффициента раздробленности (1,8), т. к. на ПТК этой местности воздействует в основном один фактор – извержение, а рельеф и литология однообразны. Но минимальная ландшафтная раздробленность (2,7) соответствует морским террасам, что объясняется преобладанием ПТК большой площади (морские террасы высоких уровней) и их малой сменяемостью в пределах местности.

Таким образом, максимальным ландшафтным разнообразием отличается местность древних построек вулкана Матуа, так как на эту часть острова воздействует наибольшее число факторов ландшафтной дифференциации: неоднородность рельефа, отвечающего за перераспределение влаги и солнечной энергии, активность эрозионных процессов, продолжающееся развитие флювиально-селевой сети, различная подверженность извержениям, воздействие моря на древние вулканические постройки вблизи береговой зоны и т. п. По значениям отдельных показателей ландшафтного разнообразия вулканические пустыни и морские террасы оказались схожи, но необходимо учитывать, что площадь местности вулканических пустынь, где преобладает только один фактор (вулканизм), в три раза больше местности морских террас. На самом же деле ландшафтное разнообразие морских террас заметно выше, что видно по значениям простых показателей (количество видов ПТК, средняя площадь контура и др.). В целом же показатели ландшафтного разнообразия о. Матуа типичны для средних по размерам Курильских островов с активными вулканами.

БЕЛЛИГЕРАТИВНО-ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ЛАНДШАФТ ОСТРОВА

Как уже отмечалось, в период Второй мировой войны на острове функционировала крупная японская военно-воздушная база и дислоцировался гарнизон, в отдельные периоды насчитывающий до 7,5 тыс. человек. Во внутренней части острова построен аэродром, ангары для самолетов и тяжелой техники, командные пункты. Система обороны была основана на нескольких ключевых укрепленных районов в местах возможной высадки десанта, связанных между собой и внутри себя наземной и подземной инфраструктурой. Ключевые укрепрайоны включали густую сеть траншей и ходов сообщения, противотанковых рвов, дотов, бетонных бункеров, блиндажей, капониров и т. п. Сеть наземных траншей, ходов сообщения, складов и других сооружений во многих случаях проецировалась под землю, где находились подземные объекты, соединенные вертикальными шахтами с наземными. Насыщенность острова фортификационными и инженерными сооружениями можно оценить по фрагменту схемы обороны острова 1945 г. (рис. 5.13).

Военная инфраструктура тесно связана с ландшафтной структурой острова. Большая часть фортификационных сооружений локализована в равнинной местности морских террас, где густота окопов и ходов сообщения (глубиной до 1,5 м) и противотанковых рвов (до 5 м глубиной) превышает 20 км/км^2. Мощная толща рыхлых пирокластических отложений, перекрывающих морские террасы, позволяла вести здесь обширные земляные работы. Ппостройки древнего вулкана Матуа с близким залеганием твердых вулканических лав отличаются высокой плотностью объектов подземной военной инфраструктуры. В береговой зоне размещено наибольшее количество дотов, укрытий для береговой артиллерии, пунктов технического и визуального наблюдения (рис. 5.14). К господствующим высотам приурочены огневые позиции, к долинообразным понижениям с широкими днищами – места расположения складов.

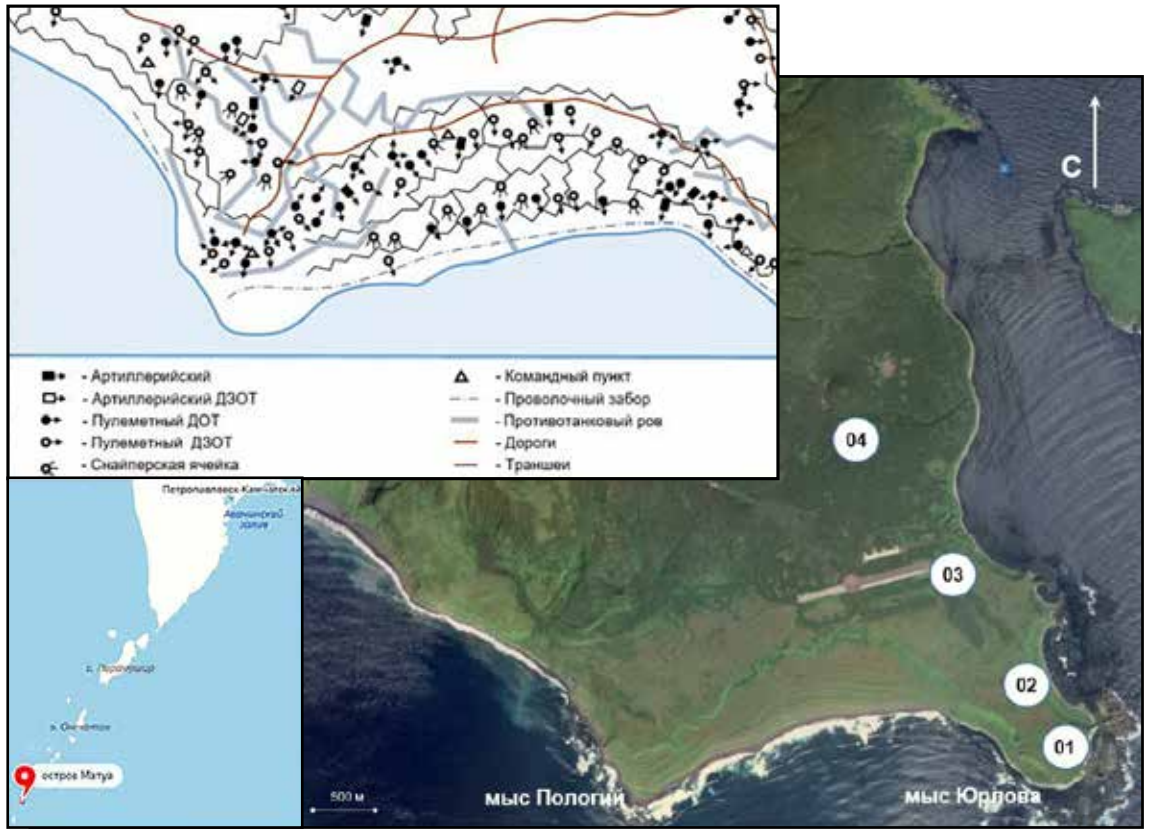


Рис. 5.13. Фрагмент Схемы обороны и инженерного оборудования острова Мацува-то (1946) и полигоны радиолокационного обследования (А, Б, В, Г, Д)

Среди военных объектов о. Матуа особое место занимает сопка Круглая. Она имеет очень правильную характерную для вулкана куполообразную форму и своими очертаниями заметно выделяется на фоне выровненных высоких морских террас в юго-восточной части острова (рис. 5.15). Абсолютная высота сопки 124 м, относительная – 50–60 м, средняя крутизна склонов 25–35°. Поверхность купола почти полностью покрыта зарослями ольхового стланика и травянисто-кустарниковой растительностью.

Вместе с тем бесспорно, что сопка Круглая играла важную роль в военной инфраструктуре острова; возможно, была центральным командным пунктом. Об этом свидетельствуют остатки японской узкоколейной дороги, подходящие к сопке, укрытия для зенитных орудий вокруг нее, вентиляционные шахты и высоковольтный бронированный кабель, уходящие вглубь сопки, и т. п. На склонах сопки расположен ряд террасовидных поверхностей шириной 7–10 м и длиной 20–50 м. Георадарные исследования одной из террас показали, что она создана искусственно,

Рис. 5.14. Один из многочисленных береговых дотов в районе мыса Клюв

Рис. 5.15. Сопка Круглая (на заднем плане слева)

путем среза части склона под основание постройки. На георадарном профиле обнаруживаются основания под стены здания, в результате раскопок найдена японская чугунная печка. Вместе с тем при исследовании сопки георадаром на глубинах до 20 м не зафиксировано сигналов, свидетельствующих о наличии бункеров, скрытых помещений или иных объектов искусственного происхождения (Бинюков и др., 2019). Однако необходимо учитывать, что сопка в настоящее время покрыта густыми зарослями ольховника и исследования с помощью георадара возможны только вдоль дороги, ведущей на вершину сопки. Исследования вдоль склонов по трансектам могут принести новые результаты.

В целом чрезвычайная насыщенность местности морских террас оборонительными сооружениями оказала существенное влияние на ПТК. Густая сеть траншей и противотанковых рвов (рис. 5.16) выступает как своеобразная дренажная система, накладывающаяся на провальный режим фильтрации атмосферных осадков и вызывающая смену гигротопов – от влажных-сырых до свежих-сухих Густота траншей и рвов, измеренная на ключевом участке к северу от бухту Айну, составляет 21 км/км^2.

В структуре почвенного покрова большие площади занимают техногенно нарушенные почвы. Для растительного покрова морских террас характерны обедненные злаковые и разнотравно-злаковые луга и вересковые пустоши. Видовое разнообразие фитоценозов увеличивается только на локальных участках с незначительной нарушенностью ПТК, где появляются виды из семейства орхидных, норичниковых и др.

Восстановление ПТК протекает очень медленно и затрагивает только растительный покров. Ольховый стланик, являющийся зонально-островным типом растительности и почти полностью сведенный на морских террасах в период японской колонизации острова (возраст ольховника по дендрохронологическим данным нигде не превышает 70 лет), в настоящее время занимает около половины площади террас. Наиболее интенсивно восстановление стланика протекает на морских террасах высокого уровня. На морских террасах среднего и низкого уровней этому процессу мешают мощная и плотная дернина злаковых лугов. На этих террасах в настоящее время хорошо выражены линейно вытянутые полосы ольховника шириной 2,0–2,5 м по колеям грунтовых дорог, на которых нарушена дернина злаков, – только здесь ольховник имеет возможность возобновляться.

Как отмечалось в главе I, о. Матуа в 1943–1945 гг. подвергался бомбардировкам со стороны американской авиации и флота, однако наземная операция здесь не проводилась. Вследствие этого большинство наземных и подземных объектов (рис. 5.17) военной и сопутствующей инфраструктуры сохранилось до настоящего времени. Густая сеть фортификационных сооружений, противотанковых рвов, траншей, дотов, бункеров, капониров, воронок, подземных объектов, в совокупности занимающих около четверти площади островна, придает островному ландшафту очень своеобразный облик. Сформировавшийся таким образом ландшафт, имеющий в основе вулканическое происхождение, но значительно измененный фортификационными сооружениями и другими милитаригенными объектами, предложено называть беллигеративно-вулканическим (Иванов, 2017а, 2017б). Аналоги этого ландшафта не описаны в научной литературе, поэтому его, вероятно, следует считать уникальным для России и эндемичным для Курильских островов.

РАСТИТЕЛЬНЫЙ ПОКРОВ

Одной из первых работ, в которых анализировался растительный покров острова, стала небольшая статья известного японского ботаника М. Татеваки, который дал краткую характеристику островных растительных сообществ, отметил их молодость, зафиксировал, что заросли ольхового стланика на восточном склоне вулкана поднимаются до высоты примерно 400 м н. у. м., и упомянул про отсутствие на острове кедрового стланика (Tatewaki, 1929). Дальнейшие исследования растительности острова в XX в. были эпизодическими. Возобновились они только в рамках составления «Атласа Курильских островов» (2009) и реализации Курильского

Рис. 5.16. Густая сеть противотанковых рвов и траншей хорошо дренирует местность морских террас

Рис. 5.17. Остров Матуа пронизан густой сетью подземных сооружений, однако большая часть их в настоящее время завалена

биокомплексного проекта, в ходе которого, помимо прочего, число выявленных видов островной флоры выросло со 160 (Tatewaki, 1957) до 214 (Баркалов, 2009). В дальнейшем растительный покров острова изучался С. Ю. Гришиным, исследовавшим его после извержения 2009 г. (Гришин, 2011; Гришин и др., 2010; Гришин, Терехина, 2012).

К настоящему времени во флоре острова выявлен 231 вид сосудистых растений, относящихся к 149 родам и 53 семействам (Гришин, Терехина, 2012). В целом флористическое разнообразие о. Матуа сравнительно невелико, что связано с суровыми климатическими условиями, высокой степенью изолированности, очень активным вулканом. Часть видов (21 вид, т. е. 9,2 %) являются заносными, что обусловлено антропогенным фактором, имевшим место главным образом в XX в.

Примечательно, что для островной флоры характерно преобладание видов циркумполярного и азиатско-американского типов ареалов, тогда как во флоре Курильских островов в целом присутствует наибольшее количество видов восточноазиатского ареала. Это свидетельствует о том, что заселение о. Матуа растениями происходит главным образом за счет северных континентальных и островных территорий, в то время как южные представители флоры с трудом осваивают остров, не находя здесь подходящих экотопов. Показатель автономности флоры, отражающий автохтонные и аллохтонные тенденции, для о. Матуа один из наиболее высоких среди Курильских островов – 0,999 (Баркалов, 2009).

Анализ различных жизненных форм растений показывает абсолютное преобладание среди островной растительности многолетних трав (более 85 %) (Гришин, Терехина, 2012) и полное отсутствие деревьев. При этом необходимо заметить, что на о. Расшуа, расположенном всего в 28 км южнее, уже появляется первый древесный вид – каменная береза. Среди флористических комплексов растительности, выделенных В. Ю. Баркаловым (2009) для Курильских островов, наибольшее число видов на о. Матуа относится к высокогорному комплексу, что опять же отражает суровость природных условий.

К факторам первого порядка, обуславливающим характер растительности на острове, относится океанический климат с низкой теплообеспеченностью, высокой влажностью, постоянными сильными ветрами и частыми туманами, а также катастрофическое воздействие современного вулканизма. Среди факторов второго порядка выделяется местный мезо- и микроклимат, зависящий в свою очередь от рельефа (высота над уровнем моря, защищенность от ветра, экспозиция и т. п.).

На карте растительности острова (Приложение 5) выделено шесть типов растительных сообществ: луговые, тундровые, стланиковые, болотные, а также отдельные контуры с комплексной растительностью и пионерные группировки на склонах вулкана Сарычева (Отчет..., 2017).

Луговая растительность

Среди луговой растительности выделяется серийный ряд растительности морских берегов и низких морских террас. Фитоценозы здесь образованы пионерными группировками гонкении продолговатолистной с участием мертензии приморской, которые затем сменяются полосой крестовника лжеарникового с колосняком мягким и далее переходят в чистые колосняковые заросли. Этот серийный ряд растительных сообществ характерен для широкой береговой зоны в бухтах Айну и Южная.

Береговая зона бухты Двойная более узкая и каменистая, поэтому полоса крестовника и колосняка здесь имеет небольшую ширину (несколько метров), затем идет повышение, заросшее злаково-разнотравной растительностью, иногда с шиповником морщинистым. В южной части бухты часто встречаются заросли белокопытника японского и борщевика шерстистого, что индицирует разгрузку грунтовых вод (рис. 5.18). Вблизи небольших временных ручьев встречаются влаголюбивые растения: кипрей Хорнеманна и кипрей железистый, селезеночник камчатский, звездчатка средняя.

Злаковые и разнотравно-злаковые луга морских террас и вулканических «плато» характеризуются наиболее богатым видовым составом среди всех фитоценозов острова. На злаковых лугах доминируют

Рис. 5.18. Береговая зона бухты Двойная

Рис. 5.19. Злаковые луга на морских террасах высокого уровня

луговик извилистый и вейник Лангсдорфа (рис. 5.19). В разнотравно-злаковых лугах содоминантами злаков являются анафалис жемчужный, бодяк камчатский, соссюрея Ридера, майник широколистный, фиалка двухцветковая, крестовник коноплелистный.

Фрагментарно также встречаются крупнотравные луга, не отраженные как самостоятельный выдел на карте, поскольку входят в состав комплексных сообществ с ольховниками крупнотравными и сложены почти исключительно лабазником камчатским, иногда с участием крестовника коноплелистного.

На склонах вулкана эта растительность сменяется несомкнутыми травяно-кустарничковыми сообществами. Здесь можно встретить как чисто кустарничковые сообщества, так и луго-тундры, а также горные разнотравные луга, причем последние по площади преобладают (Гришин, Терехина, 2012). Для них характерны разнотравные и разнотравно-злаковые сообщества. Доминантами часто выступают тилингия аянская, остролодочник вдавленный, пенеллиант кустарниковый; в качестве субдоминантов также участвуют дудник Гмелина, осока желтоконечная, овсяница красная, чихотник камчатский, колосняк мягкий, золотарник парамуширский, анафалис жемчужный, полынь, колокольчик волосистоплодный, волжанка двудомная, бодяк камчатский, лжегравилат калужницелистный.

Растительный покров выше 450 м становится разреженным, проективное покрытие обычно не превышает 60–70 %. На этой территории часто встречаются пятна стелющихся кустарников: ивы горно-хидакской, жимолости голубой, рододендрона золотистого. При дальнейшем поднятии по склону (выше 600 м) наблюдается довольно резкое изменение растительного покрова: на крутых осыпных склонах удерживаются лишь ивы, рододендрон золотистый, филлодоце алеутская, осока желтоконечная, пенеллиант кустарниковый, остролодочник вдавленный, лжегравилат калужницелистный. Проективное покрытие травяно-кустарничкового яруса быстро падает до 10 % и ниже, хотя на выположенных участках может достигать 50 % (Гришин, Терехина, 2012).

Верещатниковые тундры

Верещатниковые тундры острова представлены шикшевниками с участием брусники, часто присутствуют также голубика, арктоус альпийский, рододендрон золотистый, ивы, рябина бузинолистная. Тундровые сообщества, как правило, встречаются отдельными пятнами среди луговой растительности на разных высотных уровнях – от низких морских террас до склонов вулкана (рис. 5.20). Наряду с кустарничко-

Рис. 5.20. Фрагменты тундровых сообществ среди луговой растительности

вым ярусом часто выражен травяный ярус, в котором присутствуют вейник Лангсдорфа, овсяница красная, змеевик живородящий, майник широколистный, тилингия аянская, герань пушистоцветковая, мытник Шамиссо, ожика многоцветковая, лигустикум шотландский.

Ольховый стланик

Один из наиболее распространенных типов растительности на о. Матуа – заросли ольхового стланика, образованные ольховником кустарниковым, часто с участием рябины бузинолистной, особенно на верхней границе распространения. Выделяются пять разновидностей ольхового стланика.

■ **Ольховники разнотравные** представлены невысокими (до 1,5 м) кустами и представляют собой стадию зарастания лугов. Они распространены преимущественно на морских террасах и склонах древнего вулкана. В травостое доминируют травы, характерные для разнотравных лугов.

■ **Ольховники злаковые и разнотравно-злаковые** занимают плоские хорошо дренированные участки террас и плато. В травостое доминирует вейник Лангсдорфа. Местами к вейнику добавляется щитовник расширенный, который иногда выходит в содоминанты, а также кочедыжник женский, многорядник Брауна. В содоминантах из травяных видов чаще всего присутствуют мешкоплодник двулепестниковидный, подмаренник камчатский, звездчатка Фенцля и фиалка Селькирка. Ольховники вейниковые, вероятно, являются серийными, одной из стадий сукцессий (Гришин, Терехина, 2012) и одной из наиболее распространенных ассоциаций на о. Матуа. Высота кустов в них обычно составляет 2–3 м, диаметр стволов – около 10 см, почвы часто слаборазвитые.

■ **Ольховники папоротниковые** приурочены к склонам различной крутизны. Травянистый ярус данных сообществ может быть сложен исключительно папоротниками: щитовником широким, а также кочедыжником женским и многорядником Брауна. На более богатых почвах также встречаются недоспелка камчатская, стрептопус стеблеобъемлющий, лук охотский, триллиум камчатский. Ольховники папоротниковые, вероятно, являются одной из заключительных стадий сукцессий (рис. 5.21). Они отличаются значительной высотой кустов (до 4,5–5,0 м), диаметр ствола в нижней части достигает 28 см, иногда выражена вертикальная структура фитоценозов с разными ярусами.

Рис. 5.21. Ольховник папоротниковый

■ **Ольховники высокотравные** занимают участки с хорошим увлажнением в нижних частях склонов и в днищах долинообразных понижений. В травостое высотой до 2 м обычно доминирует лабазник камчатский, также встречаются крестовник коноплелистный, бодяк камчатский, борец большой. Вверх по склону из этих видов устойчиво сохраняется лишь лабазник камчатский, встречающийся вплоть до высоты 400 м н. у. м.

■ **Ольховник разнотравно-хвощевой.** Небольшие участки ольховника разнотравно-хвощевого, в травостое которого доминирует хвощ зимующий, впервые для о. Матуа были описаны на склоне лавового плато над бухтой Айну.

Кедровый стланик

Кедровый стланик на о. Матуа отмечался в первых сведениях об острове сотника И. Черного (Полонский, 1994); в дальнейшем считалось, что он на острове исчез, однако в 2010 г. был обнаружен единичный

куст кедрового стланика на высоте 90 м н. у. м. в районе бухты Айну на склоне лавового потока (Гришин, Терехина, 2012). В ходе наших исследований был найден еще один куст кедрового стланика вблизи взлетно-посадочной полосы бывшего японского аэродрома; возможны и дальнейшие его находки.

Болотные растительные сообщества

Эти растительные сообщества расположены преимущественно в юго-западной части бухты Айну, где разгружаются грунтовые воды и образуются участки с повышенным проточным и застойным увлажнением. Растительность имеет комплексный характер в зависимости от микрорельефа и степени дренированности. В депрессиях формируются сообщества с доминированием ситника Генке и участием хвоща полевого, водяной сосенки, в заболоченных местах преобладает осока скрытоплодная, встречаются пятна зеленых и сфагновых мхов. В центральной части на наиболее увлажненных участках распространены пятна вахты трехлистной. На повышениях отмечены участки верещатниковых тундр с шикшей, брусникой, голубикой, овсяницей красной, полевицей гибкой, лигустикумом, мытником Шамиссо. Местами ситниковые сообщества и шикшевники перемешиваются. Небольшие водоемы окружены водяной сосенкой и осокой скрытоплодной.

Отдельные небольшие участки болотной растительности со сфагново-осоковым покровом также встречаются в бухте Южная в понижениях между береговыми валами, однако они не выражены в масштабе карты.

Комплексные растительные сообщества

Участки со сложным мезорельефом, а также склоны занимают комплексные растительные сообщества. На склонах коренных берегов это чаще всего комбинации ольховников разнотравных и высокотравных в сочетании с разнотравными и высокотравными лугами. Территории морских террас в местах восстановления стлаников заняты комплексами из ольховников разнотравных в сочетании со злаковыми и разнотравно-злаковыми лугами. Сложный, пересеченный мезорельеф обширного участка склона вулкана в бухту Айну обуславливает комплексный характер растительного покрова. Здесь ольховники разнотравно-злаковые соседствуют со злаковыми лугами и разнотравно-злаково-шикшевыми верещатниковыми тундрами. Днища временных водотоков занимают крупнотравные и разнотравные сообщества, очень часто с ольховником.

Пионерные группировки растительного покрова

Пионерные группировки растительного покрова на пирокластических потоках вначале проходят стадию крайне разреженных сообществ, в составе которых встречаются пеннелиант кустарниковый, остролодочник притупленный, осока желтоконечная и некоторые другие. Затем в состав пионерных группировок могут входить овсяница красная, золотарник парамуширский, тилингия аянская, а также низкорослые кустарники – ива горно-хидакская, в нижней части – ольховник. Иногда листья ивы здесь могут быть более чем на 50 % некротичны, что объясняется токсичным воздействием газовых эманаций вулкана и частыми туманами, совместное действие которых приводит к поражению листьев (Гришин, Терехина, 2012).

6 ГЕОХИМИЯ ЛАНДШАФТОВ

При проведении комплексных исследований на о. Матуа важное значение имеет изучение организации природных геосистем с позиций геохимии ландшафтов, что предполагает анализ факторов, определяющих условия миграции химических элементов. С методологической точки зрения при изучении вулканических островов перспективно использование концепции нуклеарных геосистем, включающих ядро и поле его воздействия (Ретеюм, 1988). Используя геохимический подход, вулканический остров можно рассматривать как каскадную ландшафтно-геохимическую систему (КЛГС), целостность которой поддерживается нисходящими миграционными потоками, возникающими при центробежном движении вещества (излияние лав, сход лахаров и горячих туч, включение пирокластического материала в гравигенные потоки, разгрузка подземных вод и др.).

Своеобразие миграционных процессов и особенности структурно-функциональной организации о. Матуа определяются несколькими причинами:

– наличие активного эндогенного ядра и его полей, связанных с гравигенными, водными и аэральными потоками;

– вулканическая деятельность в течение плейстоцена – голоцена, неоднократность извержений и обусловленное ими ярусное строение морфолитогенной основы, метахронность и полигенезис ортоэлювиальных ландшафтов (древние вулканические постройки вулкана Матуа, молодой конус вулкана Пик Сарычева), преобладание трансэлювиальных звеньев в структуре катен;

– соседство природных комплексов с разным типом биологического круговорота и трансформация условий биогенной миграции при вулканических извержениях;

– специфика миграционной структуры, проявляющаяся в нижних звеньях КЛГС, где нисходящие потоки попадают в сферу влияния встречных потоков со стороны океана, особенно в береговой зоне, в том числе во время приливов, штормовых нагонов и цунами.

В целом в структурно-функциональной и пространственно-временной организации геосистем о. Матуа совместное действие абиоген-

ных и биогенных факторов создает предпосылки для увеличения его ландшафтно-геохимической гетерогенности. Для ее обоснования необходим анализ геохимических особенностей ландшафтов, при проведении которого возникает ряд взаимосвязанных задач: а) выявление ландшафтно-геохимического разнообразия и отражение его на специальных картах; б) сравнение ландшафтов разных типов по комплексу биогеохимических параметров, показывающих активность вовлечения химических элементов в биологический круговорот; в) определение гидрохимических характеристик природных вод и интенсивности водной миграции элементов. Методика полевых исследований и аналитических работ опубликована ранее (Авессаломова и др., 2018; Авессаломова, Иванов, 2019; Савенко и др., 2019, 2020).

ЛАНДШАФТНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ

Для выявления пространственной организации территории о. Матуа составлена ландшафтно-геохимическая карта (Приложение 6). Объект картографирования – ареалы элементарных геохимических ландшафтов (ЭЛ) с единым типом биологического круговорота и условиями миграции. Такой выбор объекта позволил охарактеризовать внутреннюю неоднородность и ландшафтно-геохимическое разнообразие островной геосистемы и наметить основные варианты пространственного соседства ЭЛ в катенах. При их систематике использована классификация А. И. Перельмана (1989).

Легенда к карте представляет собой матрицу, включающую два основных блока. Первый блок отражает приуроченность ландшафтов к определенным типам и классам, различающимся по характеру биологического круговорота и обстановке водной миграции. Учет особенностей биологического круговорота при выделении единиц высокого таксономического ранга связан с его ведущей ролью в самоорганизации и когерентности ландшафтов. В соответствии с законом самоорганизации геохимических ландшафтов (Перельман, 1995), ее степень возрастает при увеличении емкости автотрофного биогенеза и интенсификации биологического круговорота, но может меняться в зависимости от активности современных абиогенных процессов и неоднородности морфолитогенной основы, снижающих когерентность ландшафтов. Это особенно важно для вулканических островов Неопацифики, для которых характерны субарктические и бореальные геосистемы берингийского типа. Их биогеохимическая специфика формируется одновременно в условиях активной вулканической деятельности и влияния океана.

Выделено пять типов геохимических ландшафтов: абиогенные и примитивно-пустынные, тундровые, стланиковые, луговые и болотные (рис. 6.1). Для их характеристики в легенду внесена дополнительная графа, показывающая основные типичные растительные сообщества или их сочетания, отражающие комплексность растительного покрова. Отсутствие данных по фитомассе и продукции не позволяет дать количественную оценку продуктивности выделенных типов ландшафтов. Об их различиях косвенно можно судить по литературным данным, согласно которым горные кустарничковые тундры Охотоморья отличаются невысокой продуктивностью. Их фитомасса составляет от 3 до 15 т/га, а в более южных горных районах Японии увеличивается до 4 т/га (Базилевич, 1981; Пугачев, 2009). По данным Н. И. Базилевич (1981), по этим параметрам от них резко отличаются бореальные и суббореальные луга островов Тихоокеанского кольца. У высокотравных злаковых лугов с доминированием вейника Лангсдорфа фитомасса достигает 43 т/га, у крупнотравных лугов с лабазником камчатским на юге региона возрастает до 70–125 т/га.

По обстановке водной миграции ЭЛ разных типов отличаются незначительно; большинство из них относится к Н-классу и характеризуется преобладанием кислой среды в органогенных горизонтах торфянистых и грубогумусных почв с низкой активностью детритогенеза. Увеличение контрастности наблюдается в катенах морских террас при появлении влажнотравно-луговых и болотных комплексов H-Fe-класса. С такими

Рис. 6.1. Соседство тундровых и луговых элементарных геохимических ландшафтов на морских террасах в бухте Айну

Рис. 6.2. Кислородные барьеры в краевой зоне осоковых болот в бухте Айну

сопряжениями связано появление ожелезнения на кислородном барьере (рис. 6.2).

Второй блок в легенде отражает родовые и видовые отличия ЭЛ, что позволяет оценить дифференцирующую роль рельефа и истории развития. На основании разных вариантов пространственного соседства автономные и подчиненные ЭЛ образуют катены, группирующиеся в более сложные гетерогенные геосистемы (роды геохимических ландшафтов) различных высотных ярусов. Для конуса позднеголоценового внутрикальдерного стратовулкана (верхний ярус) и плейстоценовых вулканических построек, переработанных эрозионно-денудационными процессами (средний ярус), характерно сочетание автономных, трансэлювиальных и трансаккумулятивных ЭЛ (рис. 6.3), преобладание гравигенных латеральных потоков и формирование зон транзита и аккумуляции вещества при механической миграции. Видовая принадлежность ЭЛ определяется по характеру субстрата, определяющего степень монолитности катен.

Однородность их литогеохимической специализации определяется преобладанием андезитобазальтов, перекрытых пирокластическим чехлом, верхняя часть которого включает позднеголоценовую андезитобазальтовую тефру. По данным А. В. Дегтерева с соавторами (2012), для нее характерно содержание SiO_2 от 52 до 55 мас. %. Расчет кларков концентрации (КК) макроэлементов показал превышение их значений у кальция (КК = 2,2) по сравнению с калием (КК = 0,34), что соответствует умеренно калиевой известково-щелочной серии андезитобазальтов. Парагенная ассоциация накапливающихся микроэлементов включает (по мере убывания КК >1): Yb, V, Sc, Mn, Sr, Ti, Mo, Cu, Co; большинство их, по А. И. Перельману (1989), специфично для основных пород. Грубый гранулометрический состав пирокластики (преобладание вулканического гравия и лапиллей при подчиненном участии прослоев тонкого пепла) благоприятствует формированию инфильтрационных водных потоков, разгружающихся у тылового шва разновысотных террас (рис. 6.4).

Рис. 6.3. Автономные и трансэлювиальные абиогенные ландшафты вулканических построек, перекрытых современными пирокластическими отложениями

Рис. 6.4. Разгрузка грунтовых вод на контакте разноуровневых морских террас в бухте Айну

Абразионно-аккумулятивные террасы (нижний высотный ярус) сложены песками и галечниками, залегающими на андезитобазальтах; с некоторой долей условности их можно отнести к неоэлювиальным ландшафтам, хотя морские четвертичные отложения в большинстве случаев перекрыты пирокластикой. Усложнение морфологической структуры катен связано с увеличением разнообразия родов элементарных ландшафтов – появлением разновозрастных трансаккумулятивных ЭЛ в зонах аккумуляции лахаров и супераквальных ЭЛ в сфере влияния природных вод. С учетом принципов, заложенных в классификацию супераквальных ландшафтов М. А. Глазовской (2002), они различаются по степени геохимической подчиненности в зависимости от происхождения вод. К числу слабо подчиненных относятся ЭЛ, подверженные воздействию морских вод (пляжи и низкие морские террасы, особенно во время цунами), а также супераквальные ЭЛ, возникающие в связи с натечным увлажнением от родников, связанных с выходами глубинных вод. Геохимически подчиненные супераквальные ландшафты формируются в суффозионных западинах и между береговыми валами при близком залегании грунтовых вод и принадлежат к H-Fe-классу.

Для определения литогеохимической специализации субстрата в пределах абразионно-аккумулятивных террас использованы аналитические данные по разрезам, вскрывающим почвенно-пирокластический чехол на глубину до 1 м. Они заложены на профилях, включающих автономные и супераквальные ЭЛ морских террас, а также сопряженные с ними краевые части лавовых потоков. По данным рентгено-флюоресцентного анализа, в верхней части почвенно-пирокластической толщи сохраняются основные соотношения между элементами, унаследованные от андезитобазальтов. В среднем содержание SiO2 достигает 59,5 %, а концентрация кальция (КК = 1,57) больше, чем калия (КК = 0,31). В то же время в составе парагенной ассоциации наблюдается уменьшение числа накапливающихся микроэлементов: Yb, Sc, V, Mn, Co, Mo. Их радиальная дифференциация обусловлена стратификацией почвообразующей толщи и чередованием современных и погребенных горизонтов с прослоями пирокластического материала (рис. 6.5).

По сравнению с грубогумусными перегнойными и торфянистыми горизонтами зафиксировано снижение содержаний ванадия и ряда других микроэлементов в прослоях дресвы и грубого пепла, хотя такая тенденция проявляется не всегда. Для ванадия, как профилирующего элемента парагенной ассоциации, контрастность радиальной дифференциации (R от 0,3 до 1,5) обусловлена несколькими причинами: во-первых, снижением его концентраций (90–98 мг/кг) на лавовых плато и высоких террасах (ЭЛ 8, 12, 21) в слоях грубого гранулометрического состава, что согласуется с данными А. В. Дегтерева с соавторами (2012) о положительной связи

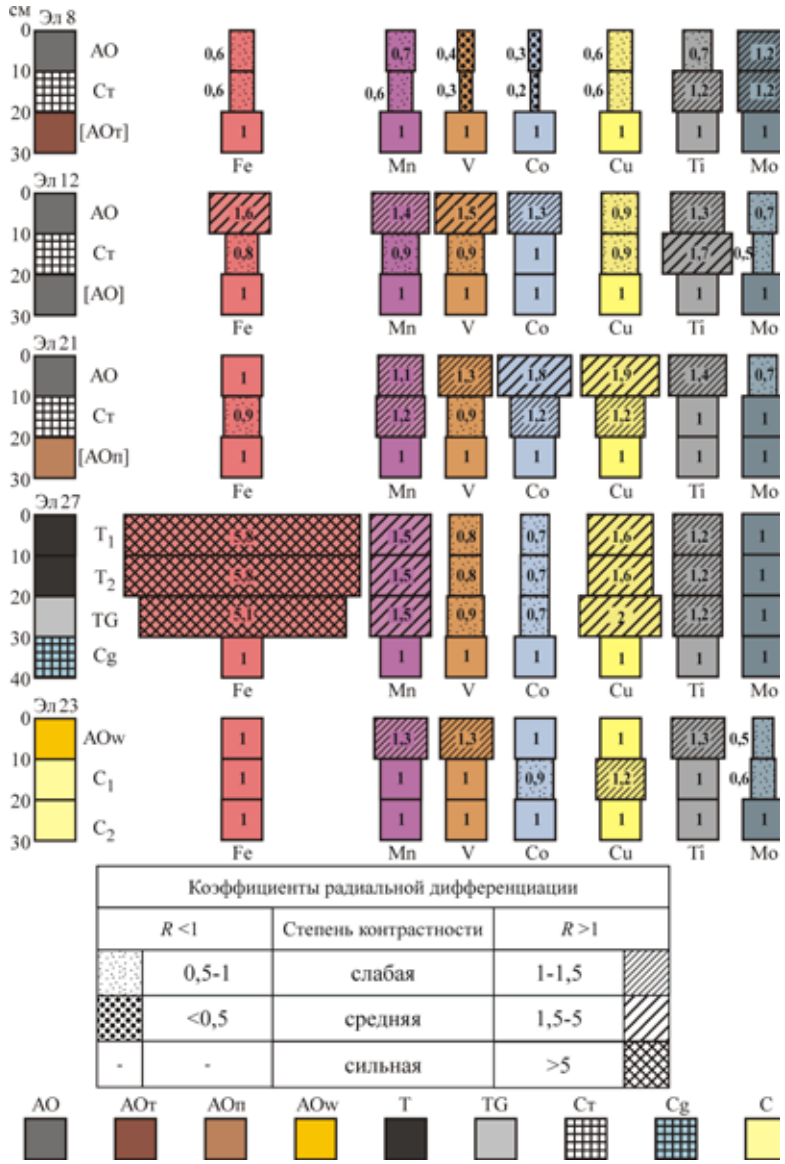


Рис. 6.5. Радиальная дифференциация элементов в почвенно-пирокластическом чехле лавовых плато и морских террас.
Почвенные горизонты: АО – грубогумусовый; АОт – грубогумусовый торфянистый; АОп – грубогумусовый перегнойный; AOw – гумусовый слаборазвитый; Т – торфяной; TG – торфяной глеевый; Ст – грубый пепел с дресвой и щебнем; Cg – грубый пепел с дресвой оглеенный; С – песок.
Здесь и далее номера ЭЛ соответствуют номерам на ландшафтно-геохимической карте и в тексте

этого элемента с тонкой фракцией пепла в андезитобазальтовой тефре; во-вторых, с увеличением содержаний (133–288 мг/кг) в органогенных горизонтах, в том числе в связи с возможностью его сорбции гидроксидами железа, содержание которых в этих горизонтах выше (Fe_2O_3 до 9,6 %), чем в прослоях грубого пепла (5–6 %). Накопление ванадия в торфах может стимулироваться осаждением не только на сорбционном, но и на восстановительном барьере (Перельман, Касимов, 1999). Возможно, это объясняет увеличение содержания данного элемента (123 мг/кг) при переходе к нижним оглеенным горизонтам торфянистых почв супераквальных ЭЛ суффозионных западин (ЭЛ 27), несмотря на вынос из них железа в глеевой обстановке (Fe_2O_3 = 0,09 %). Малоконтрастная радиальная дифференциация микроэлементов (R от 1,0 до 1,3) характерна для псаммоземов низкой морской террасы с маломощным гумусовым горизонтом (Сорг <1 %) и слабо дифференцированным песчаным субстратом (ЭЛ 23).

Появление отложений легкого гранулометрического состава определяет латеральную дифференциацию элементов в верхней почвенно-пирокластической толще гетеролитных катен на контакте лавовых плато (ЭЛ 8, 12) и абразионно-аккумулятивных террас, где автономные элементарные ландшафты Н-класса (ЭЛ 21) сопрягаются с супераквальными элементарными ландшафтами Н-Fe- и Н – Н-Са-классов (соответственно ЭЛ 27 и ЭЛ 23). При общем тренде к снижению содержаний в пределах террас эта тенденция у конкретных элементов проявляется в разной степени (рис. 6.6). Наиболее ярко она выражена для меди, кобальта (L до 0,5–0,2) и титана (L = 0,5), меньше – для ванадия (L = 0,6–0,7). Незначительные различия коэффициентов латеральной дифференциации железа в почвенно-пирокластическом чехле лавовых плато и морских террас (L = 1,0–0,8) связаны с появлением антропогенных источников загрязнения в нижних звеньях катен. Это фортификационные сооружения, фрагменты военной техники, ржавые бочки и т. п. – поставщики гидроксидов железа в поверхностные горизонты почв. Снижение содержаний этого элемента наблюдается только в супераквальных ландшафтах Н-Fe-класса в связи с его подвижностью в глеевой среде. В отличие от большинства микроэлементов латеральная дифференциация стронция наиболее контрастна и определяется двукратным увеличением его содержаний в субстрате низких морских террас (L до 2,3), что согласуется с талассофильностью этого элемента. Выявленные различия литогеохимической специализации почвенно-пирокластического чехла отражают видовые различия ЭЛ в разных частях гетеролитных катен.

Кроме ареалов элементарных ландшафтов, на карту вынесены их сочетания, обусловленные действием линейно ориентированных однонаправленных векторных геосистем, связанных с селями, реже – с лотковыми лавинами. В зависимости от наличия в их структуре зон транзита

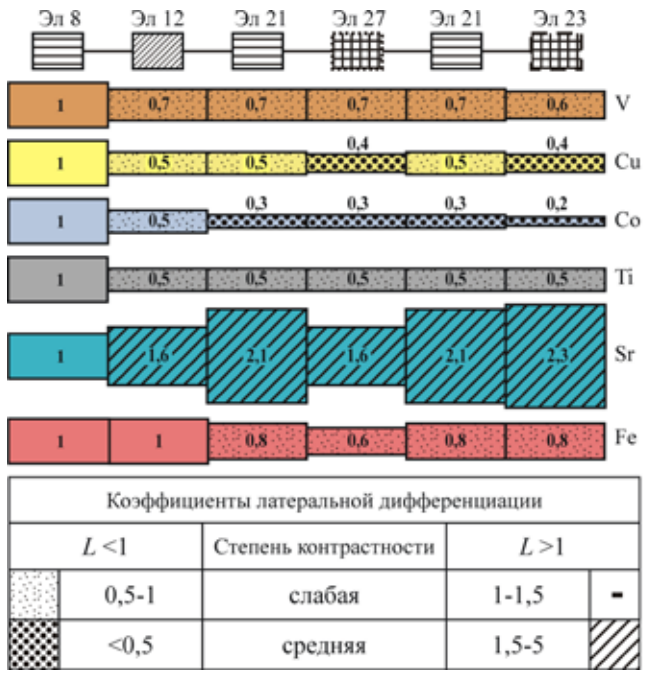


Рис. 6.6. Латеральная дифференциация элементов в почвенно-пирокластическом чехле гетеролитной катены на контакте лавовых плато и морских террас

и аккумуляции вещества гравигенных и водных потоков выделено два варианта таких сочетаний. Одно из них объединяет трансэлювиальные ЭЛ долинообразных понижений и сопряженные с ними трансаккумулятивные ЭЛ селевых и лавинных конусов, выходящих на лавовые плато и морские террасы (ЭЛ 29 в легенде к карте). Другое сочетание включает только трансэлювиальные ЭЛ долинообразных понижений без четко выраженной зоны аккумуляции переносимого материала (ЭЛ 28).

В дополнение к карте разработана специальная схема, показывающая внутреннюю гетерогенность и ландшафтно-геохимическое разнообразие о. Матуа (рис. 6.7). В ней наряду с основными типами ландшафтов отражена мозаичность сочетаний разнотипных ЭЛ, которая проявляется в соседстве ольхового стланика с участками тундр и лугов в пределах одной формы рельефа.

Абиогенные и примитивно-пустынные ландшафты нивального пояса доминируют в северо-западной части острова. Разнообразие абиогенных ландшафтов определяется миграцией вещества при современных и голоценовых извержениях, появлением трансэлювиальных комплексов на лавовых потоках (ЭЛ 1) и крутых склонах стратовулкана (ЭЛ 2), соседствующих с трансаккумулятивными (ЭЛ 3) на участках с накоплением пирокласти-

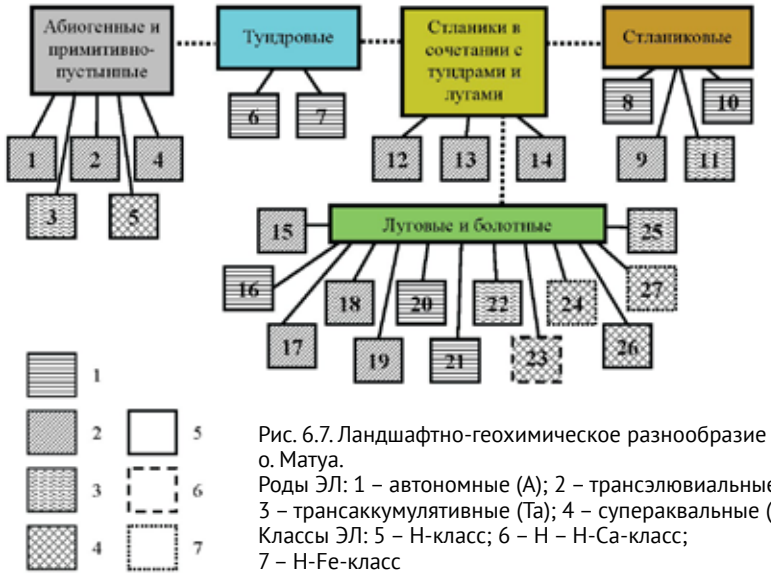


Рис. 6.7. Ландшафтно-геохимическое разнообразие о. Матуа.
Роды ЭЛ: 1 – автономные (А); 2 – трансэлювиальные (Тэ); 3 – трансаккумулятивные (Та); 4 – супераквальные (Saq).
Классы ЭЛ: 5 – Н-класс; 6 – Н – Н-Са-класс; 7 – Н-Fe-класс

ческого материала. Наряду с этим в их миграционной структуре важная роль принадлежит поступлению вещества с аэральными потоками, последующему перераспределению снега метелевым переносом и лавинной деятельностью, включению элементов в водную миграцию в период снеготаяния. Трансформация состава атмосферных вод происходит при формировании инфильтрационных потоков за счет выщелачивания элементов из почв и андезитобазальтовых пирокластических толщ. Противоположное высотное положение среди абиогенных ландшафтов занимают песчано-галечные пляжи (ЭЛ 5), где отсутствуют даже пионерные группировки. Такие природные комплексы в зоне влияния океана находятся на начальной стадии развития. Примитивно-пустынные ландшафты (ЭЛ 4) зафиксированы в разных трансэлювиальных позициях: во-первых, на отвесных тектонико-денудационных склонах, где появляются только накипные лишайники, и во-вторых, на окаймляющих остров с севера и северо-запада абразионно-денудационных склонах с несомкнутыми растительными группировками, иногда с фрагментами лугов и куртин ольховника (рис. 6.8).

Тундровые, стланиковые и луговые ландшафты занимают юго-восточную и юго-западную части острова. В связи с хорошей проницаемостью пирокластического материала и отсутствием постоянных водотоков в их миграционной структуре основная роль принадлежит гравигенным потокам и латеральному перераспределению вещества в катенах при механической миграции.

Для тундровых ландшафтов характерны верещатники, при увеличении гидроморфности сменяющиеся луго-тундрами. Преобладают шикшевники, встречающиеся в широком диапазоне высот – на морских террасах среднего уровня (ЭЛ 7) и лавовых плато (ЭЛ 6), где появляются вейниково-шикшевые тундры с рододендроном. Кустарничковые и луговинные тундры ранее были отмечены на высотах около 550 м (Гришин, Терехина, 2012), сокращение их площади у верхней границы связано с повреждением растительности при современных извержениях. В то же время в связи с комплексностью растительного покрова тундры образуют мозаичные сочетания с ольховниками и лугами на склонах лавовых потоков (ЭЛ 12), вулканических построек (ЭЛ 14) и абразионных террас (ЭЛ 13).

Рис. 6.8. Разреженные растительные сообщества из колосняка в зоне воздействия пеплопадов и пирокластических потоков

Ольховый стланик широко распространен в юго-восточной части острова и встречается в автономных ландшафтах разновозрастных лавовых плато (ЭЛ 8) и морских террас (ЭЛ 10), в трансэлювиальных – на склонах древних конусов и вулканических построек (ЭЛ 9), а, кроме того, в трансаккумулятивных звеньях катен, приуроченных к конусам лахаров (ЭЛ 11). Индикатором увеличения разнообразия экологических условий в пределах стланикового пояса является изменение структуры фитоценозов, в первую очередь травяного яруса (ольховники крупнотравные, папоротниковые, вейниковые и др.).

Высоким разнообразием отличаются луговые ландшафты разных классов и родов на юго-западе и юге острова. Ландшафты Н-класса со злаково-разнотравными лугами встречаются на лавовых плато (ЭЛ 16), склонах стратовулкана (ЭЛ 17) и плейстоценовых вулканических построек (ЭЛ 19), террасах высокого и среднего уровня (ЭЛ 20, 21). На скалистых тектонико-денудационных и эрозионно-денудационных скло-

нах разреженные разнотравно-злаковые луга сочетаются с примитивно-пустынными группировками (ЭЛ 15, 18) (рис. 6.9). В зоне аккумуляции гравигенных потоков луга на разновозрастных конусах лахаров, налегающих на морские террасы (ЭЛ 22), соседствуют с пионерными группировками молодого конуса 2009 г. (ЭЛ 25). Своеобразие катенарной структуры морских террас состоит в появлении супераквальных ЭЛ. К числу слабо подчиненных ЭЛ, подверженных воздействию морских вод, относятся элементарные ландшафты Н- и Н – Н-Са-класса на низких террасах с разнотравно-колосняковыми лугами (ЭЛ 23) и галечниково-валунных пляжах с фрагментарными группировками колосняка мягкого (ЭЛ 26). Геохимически подчиненные супераквальные ландшафты Н-Fe-класса с высокотравными лугами (ЭЛ 24) формируются в зонах разгрузки вод на контакте низких террас с лавовыми потоками. В суффозионных западинах и между береговыми валами при близком залегании грунтовых вод в условиях кислого оглеения появляются злаково-осоково-ситниковые болота (ЭЛ 27), что увеличивает геохимическую контрастность сопряженных ЭЛ низких террас.

Выявление различных вариантов пространственного соседства элементарных ландшафтов отражает внутреннюю неоднородность островной геосистемы. В общем виде одним из ее проявлений служит асимметричное распределение ландшафтов с разным типом биологического круговорота и доминирование абиогенных и примитивно-пустынных ландшафтов в северной части острова, что связано с активностью вулкана Пик Сарычева. Стланики преобладают в юго-восточной части острова, занимая разновозрастные плато и морские террасы. Большая часть луговых ландшафтов тяготеет к террасам нижнего и среднего уровня в его южной и юго-западной частях. Вместе с тем пространственная гетерогенность на склонах вулканических построек увеличивается в связи с мозаичностью растительного покрова и сочетанием в катенах ЭЛ разных типов и родов, что обусловливает высокое ландшафтно-геохимическое разнообразие.

Таким образом, одна из составляющих ландшафтно-геохимического своеобразия о. Матуа определяется соседством разновозрастных бореально-субарктических ландшафтов с различным типом биологического круговорота. Влияние вулканической деятельности выражается в появлении примитивно-пустынных ландшафтов на разных высотных уровнях, сокращении площади тундр, развитии ольховников (вместо кедрового стланика) и увеличении комплексности растительного покрова. При постоянстве литогеохимической специализации андезитобазальтового субстрата наблюдаются увеличение разнообразия родов элементарных ландшафтов благодаря активности современных процессов и механической миграции, а также различия структуры катен на вулканических постройках и морских террасах. Замедленность биологического

Рис. 6.9. Сочетание обедненных разнотравно-злаковых лугов и примитивно-пустынных группировок в трансэлювиальных ландшафтах крутых склонов

круговорота при низкой скорости разложения мортмасс способствует увеличению кислотности грубогумусных почв и формированию ландшафтов Н-класса. Увеличение контрастности обстановок водной миграции связано с появлением супераквальных ландшафтов Н-Fe-класса в местах разгрузки подземных вод и в заболоченных западинах; Н – Н-Са-класса – в береговой полосе в зоне влияния морских вод.

БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛАНДШАФТОВ

Биогеохимические исследования на островах Северной Пацифики позволяют выделить факторы, влияющие на активность биопродукционного процесса и вовлечение химических элементов в биологический круговорот. Установлено, что приток элементов минерального питания с пеплопадами и при импульверизации солей с океана, благоприятные водно-физические свойства и богатство андезитобазальтов основаниями обеспечивают рост продуктивности экосистем Тихоокеанского кольца по сравнению с внутриконтинентальными регионами (Базилевич, 1981). Высокой продукцией отличаются крупнотравные луга Курильских островов, Камчатки и Сахалина. Для них характерны эндемичные виды, в первую

очередь лабазник камчатский, образующий монодоминантные фитоценозы. У таких сообществ выявлено активное продуцирование фитомассы в начале вегетации, азотно-калиевый тип химизма и способность к запасанию элементов в подземных органах. Увеличение фитомассы лугов наблюдается в местообитаниях при дополнительном притоке влаги и питательных веществ. Луга с вейником Лангсдорфа отличаются азотно-кремниевым типом химизма и высокой вариабельностью фитомассы, снижающейся при избытке или недостатке влаги (Степанова и др., 1981; Урусов, 1998). Для Южных Курил установлена биогеохимическая адаптация растений в вулканических ландшафтах и приуроченность гигантизма крупнотравья к зонам активных тектонических нарушений, по которым осуществляется тепломассоперенос (Побережная, Веселов, 2011). На Камчатке выявлен рост накопления элементов в растениях супераквальных ландшафтов при притоке вещества с термальными водами и в зонах пеплопадов. Предполагается, что активность биопоглощения стимулируется наличием растворимых форм микроэлементов в почвах и пеплах, но может быть связана (у вейника Лангсдорфа) с отсутствием физиологических барьеров поглощения или стрессовыми условиями таких местообитаний (Захарихина, Литвиненко, 2011).

На Курильских островах биогеохимические особенности определяются не только вулканической деятельностью, но и влиянием океана, что выражается в увеличении содержания талассофильных элементов (Фураев, 2013). Исследования биологического круговорота горных тундр и стлаников Охотско-Чукотского вулканического пояса показали их низкую продуктивность, активное накопление в фитомассе азота по сравнению с другими зольными элементами, низкую скорость разложения опада и накопление мортмасс (Игнатенко, Пугачев, 1979; Пугачев, 2009; Базилевич, Титлянова, 2008). Для островов Северной Японии установлено, что происходящее зимой потепление климата влияет на биогеохимию азота почвы (общее содержание, трансформацию микробного азота и др.) в течение всей зимы, в период таяния снега и во время вегетационного периода (Shibata, 2016). В лесах с подлеском из бамбука на Южных Курилах и в Японии изучена роль кремния в биогеохимических циклах. Установлено, что годовое поступление кремния в почву и поглощение в бамбучниках гораздо выше, чем в хвойных и смешанных лесах без бамбука (Ikegami et al., 2015). На о. Хоккайдо определены биогеохимические особенности 46 видов растений и обнаружен островной эндемик Thlaspi japonicum с экстраординарной способностью к накоплению никеля (в среднем 1300 мг/кг). Это первый Ni-гипераккумулятор, найденный в Японии (Mizuno et al., 2009).

Однако несмотря на приведенные результаты, сведения по биогеохимии ландшафтов труднодоступных вулканических островов Курильской дуги все же остаются отрывочными и неполными. Это побудило нас выполнить специальные биогеохимические исследования на о. Матуа, которые до настоящего времени не проводились.

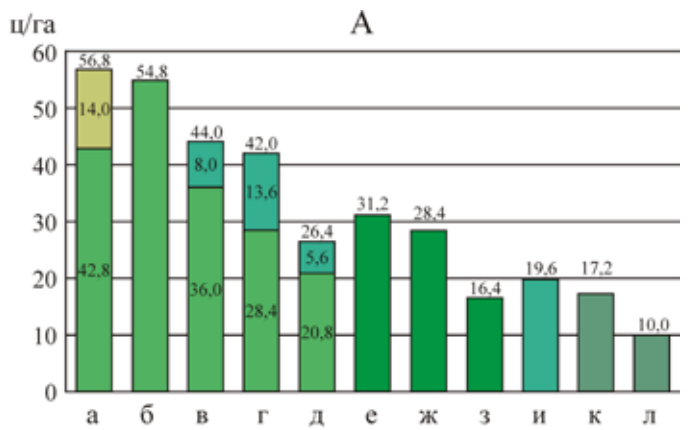
Параметры биопродукционного процесса

Отсутствие полных данных по всему набору экстенсивных параметров биогенной миграции не позволяет дать детальную количественную оценку продуктивности для всех ландшафтов о. Матуа. Поэтому для характеристики автотрофного биогенеза была использована продукция травяного яруса как одного из активных звеньев биологического круговорота. Вариабельность надземной травянистой фитомассы отражает внутреннее разнообразие ландшафтов разных типов и различия в интенсивности биопродукционного процесса, проявляющиеся уже в начале периода вегетации (табл. 6.1).

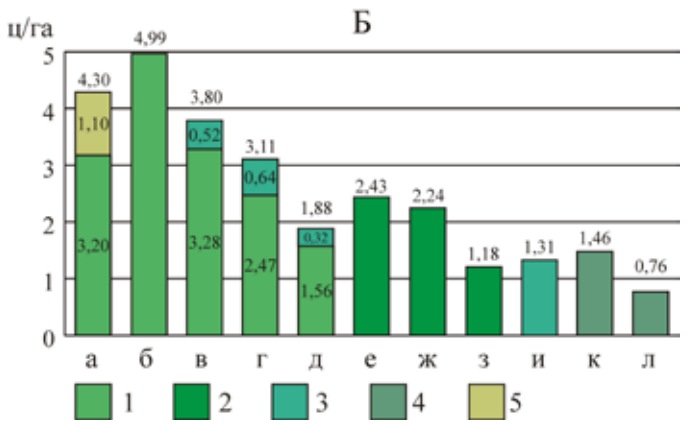
Таблица 6.1.
Фитомасса и запас зольных элементов в травяном покрове ландшафтов разных типов (начало вегетационного периода)

Название фитоценоза (число проб)	Надземная сырая травянистая фитомасса, ц/га	Запас зольных элементов в травянистой фитомассе, ц/га
Ольховники		
Лабазниковые, злаково- и щитовниково-лабазниковые (9)	26,4–56,8	1,88–4,99
Борщевиковые и щитовнико-вые (4)	16,4–31,2	1,18–2,43
Вейниковые (2)	10,0–17,2	0,76–1,46
Луга		
Крупнотравные злаково-борщевиковые и злаково-разнотравные (4)	31,6–38,0	2,15–2,68
Колосняковые и разнотравно-колосняковые (3)	12,4–16,4	0,61–1,81
Вейниковые и разнотравно-вейниковые (5)	4,4–12,8	0,36–0,77
Луга в сочетании с шикшевниками		
Вейниковые и разнотравно-вейниковые (6)	8,8–16,4	0,58–1,36
Колосняковые (2)	4,0–6,8	0,21–0,37
Тундры		
Вейниковые (1)	4,8	0,33
Болота		
Осоковые (2)	4,4–20,0	0,34–1,52

В стланиковом поясе наибольшая травянистая фитомасса свойственна ольховникам с доминированием лабазника камчатского (26,4–56,8 ц/га). Они различаются по фракционной структуре фитомассы и запасу зольных элементов. В трансэлювиальных ЭЛ Н-класса с мелкоторфянистыми стратифицированными почвами у ольховников с монодоминантным лабазниковым травостоем фитомасса составляет 54,80 ц/га и отличается наибольшим запасом зольных элементов (4,99 ц/га). Близкие показатели запасов (4,30 ц/га) у злаково-лабазниковых ольховников денудационных склонов, где при усложнении структуры фитомассы сохраняется преобладающая роль крупнотравья (42,8 ц/га) по сравнению со злаками (14,0 ц/га). Снижение фитомассы и запаса зольных элементов в травяном ярусе наблюдается у щитовниково-лабазниковых и щитовниковых ольховников. Наименьшие значения этих показателей (соответственно 10,00 и 0,76 ц/га) отмечены у вейниковых ольховников на лавовых потоках (рис. 6.10).



Ольховники:
а – злаково-лабазниковые;
б – лабазниковые;
в, г, д – щитовниково-лабазниковые;
е, ж, з – борщевиковые;
и – щитовниковые;
к, л – вейниковые



Состав фракций:
1 – лабазник;
2 – борщевик;
3 – щитовник;
4 – вейник;
5 – злаки

Рис. 6.10. Фракционная структура травянистой фитомассы ольховников: А – травянистая фитомасса; Б – запас зольных элементов

Активизация продукционного процесса в начале вегетации у крупнотравных ольховников связана с участием в составе фитоценозов лабазника камчатского. Это молодой эндем крупнотравья Курильских островов и других приокеанических районов Дальнего Востока. Его физиологические особенности формировались в период преобразования третичных лесов при нарастающем похолодании климата, что отразилось на способности к запасанию минеральных веществ в подземных органах и активному прорастанию побегов ранней весной еще под снегом (Урусов, 1998 и др.). Ежегодная продуцируемая зеленая масса лабазниковых лугов составляет на Камчатке 9,0–10,0 т/га, увеличиваясь на южных островах (Сахалин, Монерон) до 12,5–19,0 т/га и более (Морозов, 1978; Базилевич, 1981; Степанова и др., 1981). Опираясь на эти данные, можно предположить, что доля травянистой фитомассы в лабазниковых ольховниках о. Матуа весной составляет около 30–50 % ежегодной продукции травяного яруса.

По активности биопродукционного процесса луговые ландшафты о. Матуа разделены на две группы. В одну группу отнесены луга с преобладанием злаков (разнотравно-колосняковые, колосняковые, разнотравно-вейниковые, вейниковые), для которых травянистая фитомасса в начале вегетационного периода составляет 4,4–16,4 ц/га. Они приурочены к низким террасам с береговыми валами и слаборазвитыми псаммоземами или к крутым абразионно-денудационным склонам. Сходные значения фитомассы отмечены для вейниковых и колосняковых лугов, встречающихся в комплексе с шикшевниками (рис. 6.11), а

Рис. 6.11. Злаковые луга на древних вулканических постройках вулкана Матуа

также для вейниковых тундр (рис. 6.12). В приокеанических районах Дальнего Востока надземная фитомасса сообществ вейника Лангсдорфа составляет 5,8–7,8 т/га (Степанова и др., 1981), и он также отличается интенсивным ранним ростом. С учетом весенней травянистой фитомассы вейниковых лугов о. Матуа ее доля в их ежегодной продукции (16–22 %) ниже, чем для лабазникового крупнотравья. Это может быть обусловлено снижением фитомассы таких лугов из-за реакции вейника на изменение режима увлажнения почв на террасах и склонах в течение весеннего периода.

Другую группу составляют злаково-крупнотравные луга пологих склонов лавовых потоков и высоких террас, перекрытых лахарами. Их

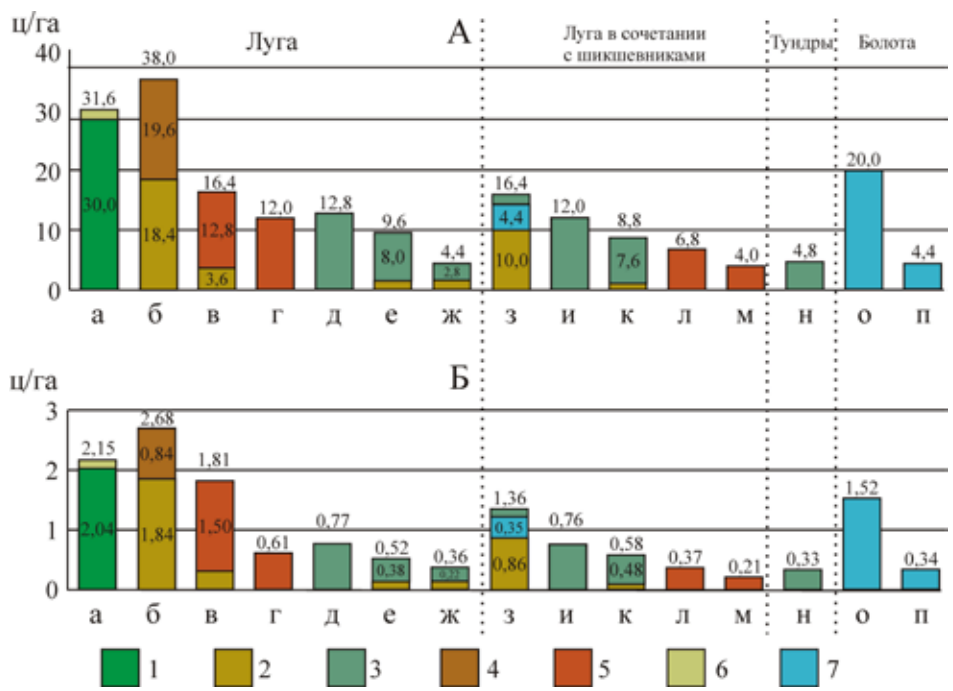


Рис. 6.12. Фракционная структура травянистой фитомассы лугов, тундр и болот:
А – травянистая фитомасса; Б – запас зольных элементов.
Луга: а – крупнотравные злаково-борщевиковые; б – овсяницево-разнотравные; в – разнотравно-колосняковые; г – колосняковые; д – вейниковые; е, ж – разнотравно-вейниковые. Луга в сочетании с шикшевниками: з – вейниково-осоково-разнотравные; и – вейниковые; к – разнотравно-вейниковые; л, м – колосняковые.
Тундры: н – вейниковые. Болота: о, п – осоковые.
Состав фракций: 1 – борщевик; 2 – разнотравье; 3 – вейник; 4 – овсяница; 5 – колосняк; 6 – злаки; 7 – осоки

фитомасса достигает 31,6–38,0 ц/га при запасе зольных элементов 2,15–2,68 ц/га, сопоставимом с полученным для травяного яруса крупнотравных ольховников. Значительной вариабельностью отличается фитомасса осоковых сообществ супераквальных ЭЛ, которая увеличивается до 20,0 ц/га в болотах присклоновых частей террас при разгрузке грунтовых вод и снижается до 4,4 ц/га в заболоченных суффозионных западинах. Различия в величинах травянистой фитомассы и запасов зольных элементов показывают определяющую роль структурно-функциональных особенностей растительных сообществ при автотрофном биогенезе в геохимических ландшафтах разных типов.

Биогеохимическая специализация растений

Для выявления потока минеральных веществ, вовлекаемых в биологический круговорот, использованы данные по зольности (сырая зола) и интенсивности биологического поглощения химических элементов растениями (табл. 6.2). Повышенной зольностью (7,2–7,6 %) отличается крупнотравье, хотя у лабазника камчатского она оказалась ниже по

Таблица 6.2.
Зольность и биогеохимическая активность (БХА) растений

Название растений	Число проб	Сырая зола, %	БХА	Элементы биологического накопления	
				10*n*	n
Ольховник (листья)	22	5,8	78,4	B, P	Cu, Zn, Mn, Mo
Шикша	5	5,1	44,7		
Лабазник камчатский	18	7,2	75,6		
Борщевик	6	7,6	56,5		
Щитовник распростерт.	22	6,3	65,4		
Разнотравье (по укосам)	5	8,5	50,9		
Пенеллиант кустарник	7	10,4	41,5		
Крестовник лжеарников	6	12,9	28,3	P	B, Cu, Zn, Mn, Mo
Вейник Лангсдорфа	22	7,3	47,0		
Колосняк мягкий	28	5,6	46,3		
Злаки (по укосам)	13	6,8	36,2		
Осоки	13	7,7	42,8		

Рис. 6.13. Ольховники крупнотравные на склонах древних лавовых потоков и морских террасах высокого уровня

сравнению с данными по островам Сахалин и Монерон, где его зольность достигает 9,2–9,6 % (Степанова и др., 1981). Близкие данные (8,1 %) получены для лабазника в лесных ландшафтах Дальнего Востока, когда накопление минеральных веществ определялось по содержанию сырой золы (Бабурин, Кольцова, 1973). Высокая зольность и большая фитомасса крупнотравья увеличивают запас зольных элементов в травяном покрове лабазниковых и борщевиковых ольховников и на крупнотравных лугах (рис. 6.13).

Повышенной зольностью отличаются также крестовник лжеарниковый и пеннеллиант кустарниковый. Крестовник встречается на разнотравно-колосняковых лугах низких террас (зольность 10,2–11,3 % и выше), у которых запас зольных элементов в травянистой фитомассе больше, чем в монодоминантных колосняковых лугах (соответственно 1,8 и 0,6 ц/га). Пенеллиант относится к пионерным видам, появляющимся на свежих лавовых потоках и склонах стратовулкана (рис. 6.14).

Зольность его единичных экземпляров на покрытых тефрой склонах, лишенных почвенного покрова, составляет 10,4–13,0 % и снижается до 5,8–7,5 % там, где пеннеллиант входит в состав травяно-кустарничковых группировок на маломощных грубогумусных почвах. Такие различия согласуются с предположением о повышенной зольности растений в

местообитаниях, где на стадии первичного почвообразования их более интенсивное корневое питание минеральными веществами связано с расположением корнеобитаемого горизонта на андезитовом пепле и повышенным содержанием солей макрокомпонентов в питательном растворе (Захарихина, Литвиненко, 2011).

Тенденция к снижению зольности у ольховника, бореальных кустарничков и папоротников согласуется с литературными данными. Из злаков наименьшая зольность (в среднем 5,6 %) характерна для такого псаммофильного вида, как колосняк мягкий. Ее вариабельность связана с различием экологических условий в пределах низких морских террас. Снижение зольности колосняка до 4,6–4,9 % наблюдается на нижнем уровне, где пионерные группировки развиваются на слаборазвитых псаммоземах в зоне сезонных штормов, а также на слабовыраженных валах без почвенного покрова. На удаленных от моря береговых валах и межваловых понижениях с разнотравно-колосняковыми лугами его зольность меняется от 5,1 до 5,5 % и увеличивается до 6,2–6,7 % в вейниково-колосняковых лугах и лугах с ольховником на псаммоземах и грубогумусовых почвах. Зольность вейника Лангсдорфа выше, чем колосняка, и находится в пределах от 5,5 до 9,1 %, составляя в среднем 7,3 %. Это близко к результатам по сухой (8,7 %) и сырой (4,4–9,8 %, в среднем 8,9 %) золе в его надземных органах для других районов Дальнего Востока (Бабурин, Кольцова, 1973; Степанова и др., 1981). Аналогичные величины (9,2 %) получены нами для островов Северной Пацифики со скоплениями морских колониальных птиц (Иванов, Авессаломова, 2008).

На о. Матуа снижение зольности вейника до 5,5–5,9 % отмечается в единичных случаях при его участии в составе несформированных растительных группировок на свежих лавовых потоках, а также в травяном ярусе ольховников крутых склонов; повышение – в крупнотравных ольховниках, что определяет увеличение запаса зольных элементов (до 1,46 ц/га) в их травяном ярусе. Как и у вейника, зольность осок составляет в среднем 7,7 % и снижается до 5,9 % в разреженных пионерных группировках на высотах около 800 м, где соседствуют отдельные экземпляры осоки желтоконечной и пенеллианта. Очевидно, особенности филогенетической специализации определяют различную способность этих видов к запасанию минеральных веществ в сходных эдафотопах. Зольность осок увеличивается до 6,8–8,6 % и более в супераквальных ЭЛ в местах разгрузки грунтовых вод и в болотах низких морских террас.

Наряду с зольностью, различия в филогенетической специализации растений проявляются в их биогеохимической активности к поглощению микроэлементов. По величине БХА их можно объединить в две группы. В первую группу (БХА = 56,5–78,4) вошли ольховник и лабазник,

отличающиеся самой высокой биогеохимической активностью, а также борщевик (рис. 6.15) и щитовник. От этих видов резко отличается крестовник, характеризующийся очень низкой активностью (БХА = 28,3). Вторая группа с БХА = 36,2–47,0 включает бореальные кустарнички (шикша), пенеллиант, злаки и осоки. Пониженная БХА злаков и осок связана в первую очередь со снижением поглощения бора, что характерно для видов этих систематических групп. Близкое содержание микроэлементов в тефре и почвах существенно не влияет на биогеохимическую активность растений, рассчитанную по кларкам концентрации и коэффициентам биологического поглощения.

В рядах биологического поглощения у всех видов к элементам энергичного накопления относится фосфор (КК = 25–32), хотя активность его поглощения ниже у шикши и крестовника (КК = 13–14). Такое положение этого элемента в рядах согласуется с данными по Камчатке. Содержание фосфора в золе вейника Лангсдорфа на о. Матуа составляет 15 000–30 000 мг/кг (КК до 28). На Камчатке в районе вулкана Карымский оно меняется от 14 400 до 36 700 мг/кг, что объясняется отсутствием у этого злака физиологических барьеров поглощения фосфора и ряда других элементов (молибден, бор) в связи со стрессовыми условиями в зоне активных пеплопадов (Захарихина, Литвиненко, 2011). Содержание бора в вейнике на о. Матуа меньше, чем на Камчатке (соответственно 30–40 и 84–181 мг/кг). Снижение его биопоглощения отмечено и для других злаков и осок, что согласуется с их специализацией.

Рис. 6.14. Пенеллиант кустарниковый – один из пионеров заселения вулканических пустынь

Рис. 6.15. Борщевик шерстистый в начале вегетационного периода

Название растений	Интенсивность биологического поглощения (по КК)																		
	B	Cu	Zn	Mo	Mn	Sr	Ag	Pb	Ba	Ni	Sn	Se	Ga	Cr	Co	V	Li	Be	Ti
Ольховник (листья)	1	2	2	2	3	3	3	3	3	3	3	4	4	4	4	4	4	4	4
Шикша	1	2	2	3	3	2	3	2	2	3	–	3	4	4	4	3	–	3	4
Пеннеллиант	2	2	2	2	2	2	3	3	3	4	3	3	3	4	3	3	3	–	4
Борщевик	1	2	2	2	2	3	3	3	3	3	3	–	3	3	4	3	3	3	4
Лабазник	1	2	2	2	2	3	3	3	3	3	4	4	4	4	4	4	3	4	5
Крестовник	2	3	3	2	3	2	3	3	–	4	–	3	4	4	4	4	–	3	5
Разнотравье (укосы)	1	2	2	2	2	3	3	3	3	3	3	–	4	4	4	4	3	3	5
Щитовник	1	2	2	3	2	3	3	3	3	3	3	4	4	4	4	4	4	4	4
Вейник	2	2	2	2	2	3	2	3	3	3	3	4	4	4	4	4	–	3	5
Колосняк	2	2	2	2	3	3	2	3	3	4	4	3	4	3	4	4	3	3	5
Злаки (укосы)	2	2	2	2	2	3	3	3	3	3	3	3	4	3	4	4	3	3	4
Осоки (укосы)	2	2	2	2	2	3	3	3	3	3	–	4	4	4	4	4	4	4	4

1 2 3 4 5

Рис. 6.16. Ряды биологического поглощения микроэлементов растениями.
Элементы биологического накопления: 1 – энергичного накопления (КК = 10n); 2 – сильного накопления (КК = n). Элементы биологического захвата: 3 – слабого накопления и среднего захвата (КК = 0;n); 4 – слабого захвата (КК = 0;0n); 5 – очень слабого захвата (КК = 0;00n)

В группу элементов сильного накопления вошли Cu, Zn, Mn и Mo, а также Sr и Ba у отдельных видов бореальных кустарничков (шикша), что свидетельствует о преобладании катионогенных элементов (рис. 6.16). Для лабазника камчатского это подтверждает связь центров его видообразования с гумидными ландшафтами третичных лесов. Варьирование содержаний отдельных элементов и изменение их положения в рядах разных растений отражает особенности их филогенетической специализации и влияние местных факторов. Обеспеченность растений марганцем обусловлена спецификой литогенной основы и обстановкой водной миграции. Марганец входит в ассоциацию элементов, накапливающихся в андезитобазальтах, тефре и почвах, а его доступность растениям поддерживается преобладанием ландшафтов Н-класса. Наибольшей активностью к поглощению марганца отличаются крупнотравные виды (лабазник, борщевик), щитовник и вейник Лангсдорфа. Сходные данные получены для растений Камчатки, островов Сахалин, Монерон, Кунашир и др., сложенных магматическими породами (Ивлев, 1973; Степанова и др., 1981; Добровольский, 1998; Захарихина, Литвиненко, 2011; Фураев, 2013). Для супераквальных ландшафтов Н-Fe-класса на о. Матуа характерно повышенное содержание и подвижность марганца в болот-

ных водах (Авессаломова и др., 2018), что способствует увеличению его поглощения осоками. Активное накопление стронция на береговых террасах шикшей и крестовником связано, очевидно, с переносом этого талассофильного элемента с океана.

Значительная часть микроэлементов слабо захватывается растениями (КК <1). Одни из них (Ni, Sn, Be и др.) не играют профилирующей роли в составе тефры; другие (V, Ti, Sc и др.) входят в парагенную ассоциацию накапливающихся элементов. Несмотря на обогащенность тефры и почв ванадием, этот анионогенный элемент отличается слабой подвижностью в ландшафтах Н-класса и мало доступен растениям. Увеличение активности поглощения ванадия зафиксировано у пеннеллианта (80–100 мг/кг) на свежих лавовых потоках, где снижается кислотность тефрового слоя. По интенсивности его накопления пенеллиант выделяется среди остальных видов, что может быть связано с филогенетической специализацией пионерных видов на склонах вулкана.

Для определения общих тенденций и различий биогеохимической специализации видов проведено их сопоставление по суммарной интенсивности поглощения катионогенных (∑к) и анионогенных (Sa) элементов. Для сравнения рассчитаны суммы КК для ассоциации катионогенных (∑КК Ba, Zn, Mn, Cu, Ag) и анионогенных (∑КК Mo, V, Cr, Ti, Sc) элементов, а также соотношение между ними (∑к/∑а). Большинство видов относится к гумидокатным растениям, которые можно разбить на две группы (рис. 6.17). В первую группу (∑к > ∑а в 7–9 раз) вошли ольха и щитовник как один из доминантов травяного яруса папоротниковых ольховников. У этих видов наибольший вклад в поглощение катионогенных элементов вносят медь (КК = 4–6) и цинк (КК = 3–4). Вторая группа (∑к > ∑а в 3–4 раза) включает в основном представителей крупнотравья (лабазник, борщевик), а также шикшу и пенеллиант. В ассоциации катионогенных элементов на первое место по активности биологического накопления у этих видов выходит медь (КК = 1,8–2,2), у шикши – барий (КК = 1,6). Третью группу составляют злаки и осоки, у которых суммарная интенсивность поглощения катионогенных элементов лишь незначительно выше, чем анионогенных: ∑к > ∑а в 1,0–1,5 раза. Как правило, это связано с увеличением поглощения молибдена (КК до 5,0) при сохранении активности к накоплению марганца, цинка и меди (КК = 2,2–2,6). Из разнотравья в эту группу попал крестовник, который при высокой зольности отличается низкой БХА.

Комбинаторика в сообществах видов с разной филогенетической специализацией и способностью к созданию биопродукции определяет своеобразие автотрофного биогенеза в ландшафтах разных типов. Наиболее сложной биогеохимической структурой обладают крупнотравные и папоротниковые ольховники (рис. 6.18).

1 – ольховник; 2 – щитовник; 3 – шикша; 4 – пенеллиант; 5 – лабазник; 6 – борщевик; 7 – разнотравье; 8 – крестовник; 9 – колосняк; 10 – вейник; 11 – злаки; 12 – осоки

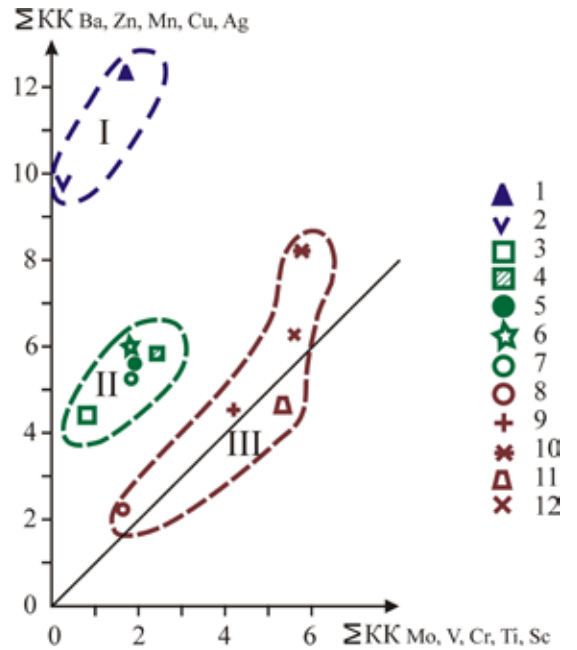


Рис. 6.17. Биогеохимическая специализация растений

Рис. 6.18. Ольховники папоротниковые (слева) и ольховники крупнотравные в днищах долинообразных понижений (справа) в начале вегетационного периода

Их травяной покров отличается максимальными значениями фитомассы, запаса минеральных веществ, активным поглощением фосфора, бора и катионогенных элементов (Cu, Zn, Mn). Это обеспечивает высокую емкость фитобарьеров, в том числе за счет ярусного строения растительных сообществ и дополнительного накопления элементов в листьях ольховника. Луговые ландшафты различаются по активности продукционного процесса и включению элементов в биологический круговорот. Высокая вариабельность биогеохимических параметров сопряжена с изменением степени гидроморфности и трофности эдафотопов в ЭЛ разных родов и видов. На террасах она усиливается в связи с контрастностью условий водной миграции, соседством ландшафтов H-, H – H-Ca- и H-Fe-классов, появлением болотных комплексов с замедленным типом биологического круговорота, влиянием моря. Предпосылки к увеличению запасов вещества в травяном покрове создаются в злаково-крупнотравных и злаково-разнотравных лугах, где большая фитомасса сочетается с разнообразными вариантами биологического поглощения элементов благодаря соседству видов с разной специализацией. Наименьшей емкостью фитобарьеров отличаются монодоминантные колосняковые луга на псаммоземах низких террас (рис. 6.19).

Рис. 6.19. Монодоминантные колосняковые луга на береговых валах бухты Южная

Это показывает, что наряду с филогенетической специализацией включение элементов в биологический круговорот корректируется субстратом и обстановкой, определяющей доступность элементов растениям. В болотных ЭЛ одновременно с формированием фитобарьеров увеличивается роль органогенных барьеров, связанных с детритогенезом и накоплением торфа. Выявленные различия и вариабельность биогеохимических параметров подчеркивают ландшафтно-геохимическое разнообразие о. Матуа, которое необходимо учитывать при проведении экологической оценки островных геосистем.

ВОДНАЯ МИГРАЦИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЛАНДШАФТАХ

Несмотря на большой интерес к геохимическим процессам, протекающим на вулканических островах, их общие закономерности до сих пор во многом ясны не до конца. Это в полной мере относится и к водной миграции химических элементов на о. Матуа. При ее изучении необходим учет факторов, связанных с формированием и трансформацией водных потоков в зоне гипергенеза.

По результатам исследований на Южных Курилах (острова Кунашир и Итуруп) для областей современного вулканизма установлена вертикальная гидрогеохимическая зональность термальных вод (Чудаев, Чудаева, 2009). При этом выделяются сульфатные кислые воды фумарольных полей на вершинах вулканов, щелочные хлоридно-натриевые в основании вулканической постройки и хлоридно-гидрокарбонатные по периферии вулканов. Варьирование химического состава разгружающихся источников обусловлено смешением этих разнотипных вод с инфильтрационными. Установлены ассоциации сидерофильных, халькофильных и литофильных микроэлементов, характерные для разных групп вод, а также вторичные минералы, образующиеся при их взаимодействии с породами.

Важным механизмом аккумуляции элементов являются геохимические барьеры в зоне разгрузки гидротерм (термобарический, кислотно-основной и др.). В верховьях ручьев кислые сульфатные термы вызывают резкое снижение pH вод и накопление в донных осадках широкого круга химических элементов на совмещенном кислородно-сорбционном барьере. В среднем течении ручьев осаждение железа фиксируется по охристой окраске русловых отложений. В меньшей мере проявляется влияние слабоминерализованных терм в низовьях ручьев (Рычагов и др., 2002; Жарков, Побережная, 2008). На вулканических островах Се-

верных Курил (о. Парамушир) влияние термальных вод на химический состав выходящих на поверхность источников прослеживается достаточно отчетливо по низкому pH и повышенному содержанию хлоридов и сульфатов (Рычагов и др., 2004). Воды некоторых рек этого острова (р. Юрьева) в связи с гидротермальной деятельностью и активным кислым выщелачиванием элементов из вулканических пород отличаются высокой металлоносностью, причем многие элементы (Al, Fe, Mn, Zn, Cu и др.) мигрируют к устью в растворенной форме (Зеленов, 1972; Фазлуллин, 1999).

При анализе факторов формирования состава поверхностных вод важно учесть поступление вещества с аэральными потоками. Влияние вулканической деятельности на состав атмосферных выпадений зафиксировано при изучении андезитового вулкана Эбеко (о. Парамушир). В период его активизации газовые выбросы провоцируют увеличение минерализации, рост содержаний хлоридов, сульфатов и снижение pH снега по сравнению с фоновыми значениями (Котенко, Котенко, 2010). Степень воздействия на снежный покров зависит от высоты выбросов, расчлененности рельефа и метеорологической обстановки, определяющих распространение пепло-газового шлейфа. При таянии снега это приводит к увеличению кислотности и агрессивности поверхностных вод и выщелачиванию элементов из вулканических пород. По данным указанных авторов, при активизации вулкана Эбеко питьевая вода из открытых водозаборов отличается низкими значениями pH и превышением ПДК по алюминию. Исследования на Камчатке также показали, что воды, циркулирующие в пеплах андезитового состава, характеризуются высокими содержаниями хлоридов, сульфатов и повышенной кислотностью, что способствует выщелачиванию водорастворимых форм элементов из почв (Захарихина, Литвиненко, 2011).

Один из факторов формирования состава снежного покрова на островах – поступление морских аэрозолей, мигрирующих с воздушными потоками. Основной тренд проявляется в увеличении концентраций ионов Cl, SO4, Na, Ca и Mg в снеге береговой полосы, на обращенных к морю наветренных склонах (рис. 6.20). Исследования на Сахалине показали, что наряду с барьерной ролью хребтов возрастанию аккумуляции морских ионов в снеге способствует отсутствие ледового припая, приводящее к увеличению выноса элементов со стороны океана (Лобкина, Казакова, 2011).

Гидрохимическое своеобразие островов увеличивается при появлении озер, различающихся по генезису и источникам питания. Для внутрикальдерных озер ведущая роль принадлежит термальным источникам. На о. Симушир такая связь прослеживается с выходами затопленных в настоящее время источников щелочных хлоридно-на-

Рис. 6.20. Ручейки талых вод из снежников на наветренных склонах в бухте Южная

триевых вод (Козлов, Жарков, 2010). В кальдере, затопленной морскими водами (о. Итуруп), на солевой состав оказывают влияние океанические водные массы, разгрузка подводных гидротерм и иловые воды, что сопровождается повышением концентрации фтора, бора и ряда тяжелых металлов (Торохов, Черткова, 1990). Для мелководных и окаймленных болотными массивами озер древних кальдер (о. Расшуа и др.) отмечено появление слабокислых вод умеренной минерализации и неоднократное изменение их уровней в связи с пеплопадами и климатическими флуктуациями среднего голоцена. На побережье выявлены изменения гидрохимической обстановки и снижение кислотности в болотах после затопления во время цунами (Разжигаева и др., 2012б; Разжигаева и др., 2013).

В совокупности разнообразие факторов формирования химического состава вод и их соотношение оказывают влияние на интенсивность вовлечения химических элементов в водные потоки и их аккумуляцию на геохимических барьерах, что определяет особенности вулканических островов с различной ландшафтной структурой. Для о. Матуа, отличающегося высоким ландшафтно-геохимическим разнообразием, специфика водной миграции элементов – одна из важных составляющих структурно-функциональной организации островной геосистемы. Несмотря на большое среднегодовое количество осадков (1278 мм), на острове насчитывается крайне ограниченное число постоянно действующих во-

дотоков. Причина заключается в том, что атмосферные осадки почти полностью инфильтруются в рыхлые и грубые пирокластические отложения, давая начало подземным водам, состав которых должен в значительной степени контролироваться взаимодействием в системе вода – порода.

Факторы формирования химического состава поверхностных вод о. Матуа

Сопоставление состава природных вод о. Матуа в нижних ярусах КЛГС выявило различия гидрохимических характеристик по степени варьирования их значений. Наибольшим постоянством отличаются щелочно-кислотные условия вод, которые по величине pH относятся к нейтральным (коэффициент вариации C_v = 9 %), а также концентрации калия и сульфатов (C_v = 48 %). Выше вариабельность содержания остальных главных ионов (C_v = 53–66 %) и растворенных форм биогенных элементов – Si, $P_{мин}$, $P_{орг}$ (C_v >70 %). Для растворенных микроэлементов расхождения среднеарифметических и среднегеометрических концентраций усиливаются по мере уменьшения их абсолютных величин.

Для выявления факторов формирования химического состава водных потоков все объекты опробования были разделены на группы в зависимости от приуроченности зон разгрузки грунтовых вод и близости моря. Основные зоны разгрузки тяготеют к контакту лавовых плато с высокими (40 м) морскими террасами в бухте Двойная, а также к контакту лавовых потоков с низкими морскими террасами или между разновысотными низкими (15 и 10 м) террасами в районе бухты Айну (табл. 6.3).

Представление о поступлении вещества с атмосферными осадками дают результаты анализа снега и талых вод снежников, расположенных в примитивно-пустынных ландшафтах вулканических плато и пологих склонов стратовулкана (ЭЛ 3 и др.). Воды вытекающих из них ручейков слабокислые (pH = 5,8), ультрапресные (минерализация 9,5 мг/л) хлоридно-натриевые (по 6,9 %-экв) с незначительной долей сульфатов, гидрокарбонатов, кальция и магния. Это согласуется с данными по ионному составу снега на островах региона (Котенко, Котенко, 2010), хотя на о. Парамушир вне зоны действия вулкана Эбеко содержание хлоридов ниже, чем на о. Матуа.

По сравнению со снеговыми нейтральные грунтовые воды и связанные с ними воды временных и постоянных ручьев отличаются более высокими значениями pH и увеличением минерализации при преобладании натрия и хлоридов (рис. 6.21). Степень этих изменений зависит от локализации зон разгрузки, а воды родников по нарастанию минерализации образуют следующий ряд: 1) контакт древних лавовых потоков (ЭЛ 12) и низких террас (ЭЛ 21) в бухте Айну (89–92 мг/л); 2) контакт морских террас высотой 15 и 10 м (94 мг/л); 3) тыловой шов высокой террасы 40 м (ЭЛ 10) в бухте Двойная (120 мг/л).

Состав хлоридно-натриевых (%-экв: Cl – 29; HCO_3 – 11; SO_4 – 10; Na – 31; Ca – 11; Mg – 8) вод поверхностных водотоков унаследован от разгружающихся грунтовых вод. Весной при снеготаянии минерализация вод ручьев (79–83 мг/л) на низких морских террасах (р. Хесупо и др.) меньше, чем в родниках, но постепенно приближается к ним уже в начале вегетационного периода в связи со снижением доли талых вод и усилением процессов выщелачивания в почвах и подстилающих породах. В нижнем

Таблица 6.3.
Щелочно-кислотные условия, минерализация (М) и ионный состав природных вод о. Матуа

Объект опробования вод	Число проб	Местонахождение	pH	M, мг/л	Содержание ионов, мг/л						
					Na	K	Mg	Ca	HCO_3	SO_4	Cl
Ручьи из снежников вулканических пустынь											
Талые воды, снег, лед	4	Лавовые плато	5,83	9,5	2,36	0,30	0,25	0,35	1,45	1,15	3,69
Зона разгрузки грунтовых вод на контакте лавовых потоков и низких морских террас											
Родник на контакте древнего лавового потока и террасы 10 м	1	Район бухты Айну	7,01	92,5	14,80	1,72	3,09	8,23	25,50	18,00	21,2
Родник на контакте древнего лавового потока и террасы 20 м	1	То же	6,95	88,8	19,70	1,40	2,87	6,22	11,60	15,60	31,4
Зона разгрузки грунтовых вод лавовых плато и высоких морских террас (40 м)											
Ручьи у тылового шва высоких террас	5	Район бухты Двойная	7,20	120,0	21,10	2,14	3,64	11,40	35,10	13,80	32,9
Ручей с лавовых плато мыса Клюв в зоне штормовых нагонов	1	То же	7,25	250,0	67,40	3,38	7,79	9,96	15,90	18,70	127,0
Зона разгрузки грунтовых вод на контакте низких морских террас (15 и 10 м)											
Родники	3	Район бухты Айну	6,84	94,5	18,40	1,43	2,77	8,00	20,70	14,20	29,0
Ручьи	8	То же	7,28	88,2	19,20	1,42	2,66	6,22	17,40	13,60	27,7
Ручей в зоне штормовых нагонов	1	То же	7,76	123,0	31,30	2,02	3,51	4,29	17,10	18,50	46,5
Озера в суффозионной ложбине	5	То же	7,18	90,7	18,60	1,32	2,73	6,82	20,60	12,20	28,4
Озера заболоченных западин	2	Район бухты Южная	6,15	29,6	7,78	0,68	0,68	0,82	5,19	3,72	10,7

течении ручьев, попадающих в зону приливов и штормовых нагонов, отмечается увеличение минерализации до 123 мг/л за счет талассофильных элементов (Cl, Na) и изменение pH. О влиянии моря свидетельствует появление слабощелочных вод при последовательном увеличении pH от 7,8–7,9 в устьях рек до 8,1 в прибрежных водах бухт. Изменение щелочно-кислотных условий под действием морских вод создает предпосылки для появления супераквальных ландшафтов H-Ca-класса (ЭЛ 23).

По гидрохимическим параметрам на морских террасах выделяются две группы озер: 1) озера суффозионных западин в бухте Айну, которые по составу вод мало отличаются от ручьев; 2) озера бухты Южная, сопряженные с супераквальными ландшафтами H-Fe-класса со сфагново-осоковыми болотами (ЭЛ 27), которые расположены между береговыми валами (рис. 6.22). Высокая гидроморфность, медленное разложение органического вещества и замедленность биологического круговорота определяют развитие кислой среды и низкую минерализацию (30 мг/л) озерных вод. Противоположная ситуация характерна для отделенного

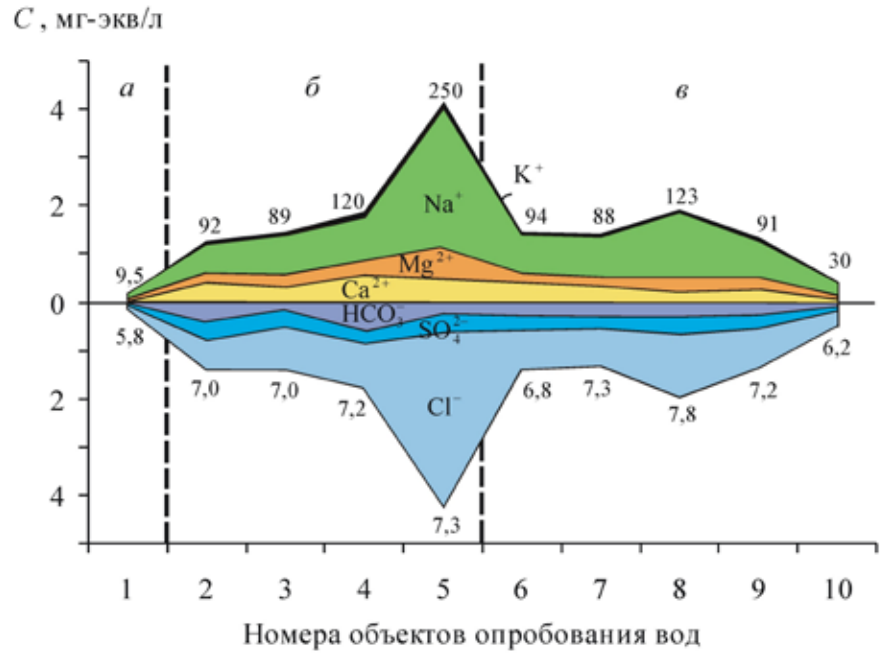


Рис. 6.21. Ионный состав, минерализация и величина pH разных типов вод о. Матуа
Минерализация (M, мг/л) – цифры над графиком, pH – цифры под графиком.
Группировка вод: а – снеговые и талые воды; б – родники и ручьи в зонах разгрузки грунтовых вод лавовых плато и высоких морских террас; в – родники, ручьи и озера низких морских террас.
Номера объектов опробования вод даны в соответствии с табл. 6.3

Рис. 6.22. Озерки в заболоченных западинах между береговыми валами в бухте Южная

проливом о. Топорковый, где располагаются колонии птиц и зафиксирована максимальная для озерных вод минерализация (105 мг/л), а также отмечаются повышенные концентрации большинства главных ионов, в том числе калия. Возможность обогащения биогенными элементами вод под влиянием орнитогенного фактора была зафиксирована ранее для островов Северной Пацифики (Иванов, Авессаломова, 2012).

В пределах высоких цокольно-аккумулятивных морских террас инфильтрационные воды формируются при прохождении через толщи пирокластического материала (мощность 3,5 м), морские галечники (1,5 м) и вулканогенные породы цоколя. Выщелачивание элементов из андезитобазальтовой тефры сопровождается увеличением доли кальция и гидрокарбонатов (по 16 %-экв) в составе подземных вод и связанных с ними источников питания ручьев. Максимальная минерализация (250 мг/л) зафиксирована на мысе Клюв в ручье, стекающем к морю по заросшему ольховником лавовому потоку (ЭЛ 8). На формирование этих вод оказывает влияние комплекс факторов: выщелачивание кальция, магния и калия из андезитобазальтов и тефры; вовлечение в водную миграцию элементов, участвующих в биологическом круговороте; влияние моря и поступление хлоридов и натрия при заплесках в зоне приливов и штормовых нагонов. Учитывая резкое увеличение содержания этих легкоподвижных элементов (Cl – 127 мг/л, Na – 67 мг/л), нельзя исключить влияние гидротерм, что требует дополнительной проверки.

Интенсивность водной миграции и концентрации элементов

Для характеристики водной миграции привлечены данные о содержании химических элементов в водах, коэффициенты водной миграции (K_x) и ее контрастности (K_c). Наряду с компонентами основного солевого состава вод рассмотрены элементы, характерные для андезитобазальтовой тефры: Si, Ti, V, а также некоторые тяжелые металлы (Fe, Mn) и биогенные элементы (P). Ряды водной миграции отражают различную интенсивность вовлечения элементов в подземный и поверхностный сток и возможность накопления в замкнутых водоемах (табл. 6.4).

К числу очень подвижных мигрантов в водах ручьев относятся хлор и сера, хотя абсолютные значения K_x для этих циклических элементов, поступающих аэральным путем, могут быть завышены из-за приокеанического положения вулканического о. Матуа. Увеличение K_x для хлора и натрия в озерах заболоченных западин свидетельствует о накоплении там элементов с высокой миграционной способностью (значения K_c по отношению к ручьям составляют 1,3 для хлора и 1,5 для натрия). В группу легкоподвижных элементов входят Na, K, Mg и Ca; подвижных, слабоподвижных и инертных – Si, P, V, Ti, Mn и Fe. Их положение в рядах водной миграции соответствует данным о том, что вынос из пепла натрия и магния выше по сравнению с выщелачиванием железа, марганца, титана и ванадия (Гущенко, 1965).

Среди анионогенных элементов, связанных с литогенной основой, по контрастности миграции резко выделяются кремний и фосфор. Для кремния и минерального фосфора характерны повышенные концентрации в водах родников и ручьев в зонах разгрузки грунтовых вод лавовых плато и высоких террас (рис. 6.23).

О роли пирокластического субстрата в вовлечении этих элементов в миграцию свидетельствуют высокие коэффициенты корреляции концен-

Таблица 6.4.
Ряды водной миграции химических элементов в ручьях и озерах о. Матуа

Тип вод	Коэффициент водной миграции (K_x)						
	1000*n*	100*n*	10*n*	*n*	0,*n*	0,0*n*	0,00*n*
Ручьи у тылового шва высоких террас	Cl	–	S	Na, K, Ca, Mg	Si, P, V	Ti	Mn, Fe
Ручьи низких морских террас	Cl	S	–	Na, K, Mg, Ca	Si, P, Mn	V, Fe, Ti	—
Озера заболоченных западин	Cl	–	S, Na	K, P	Mg, Ca, V, Mn, Fe	Ti, Si	—

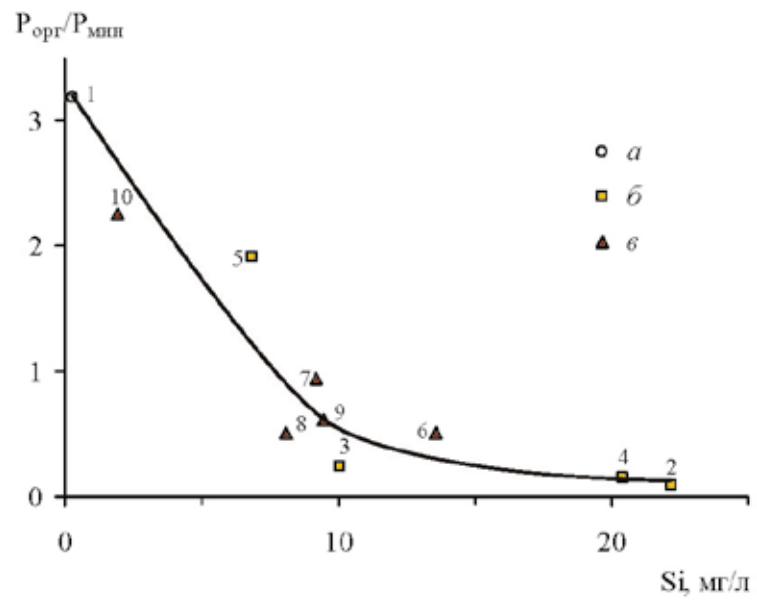


Рис. 6.23. Соотношение растворенных форм органического и минерального фосфора и содержание растворенного кремния в разных типах вод о. Матуа.
Группировка вод (а, б, в) – см. подпись к рис. 6.21.
Цифры у значков соответствуют номерам объектов опробования в табл. 6.3

трации кремния с содержанием кальция и гидрокарбонатов (0,94 и 0,91), а также с содержанием минерального фосфора (0,79). Несмотря на общий тренд к снижению концентрации кремния в родниках, ручьях и озерах низких террас, контрастность его водной миграции невелика (K_x = 0,7–0,4), а степень подвижности снижается только в озерах (K_x = 0,03). Возможно, минимальное содержание кремния в озерах связано с его перехватом на кольцеобразном фитобарьере в супераквальных болотных ландшафтах (ЭЛ 27), где доминируют концентраторы этого элемента (злаки и осоки с кремниевым скелетом). Высокая контрастность водной миграции фосфора (K_x = 0,2–0,5 в ручьях, 2,6 в озерах; K_c = 4–13) связана с накоплением его органической формы в водах озер (до 37,5 мкг/л) при снижении доли минеральной составляющей (1,5–3,9 мкг/л). Увеличение подвижности фосфора согласуется с его положением в рядах биологического поглощения, где он относится к элементам активного накопления растениями. Это свидетельствует о роли биологического круговорота в создании предпосылок появления в заболоченных понижениях геохимических ловушек для растворимых форм биогенных элементов (рис. 6.24).

Значительная вариабельность концентраций в водах железа и марганца (C_v >70) связана с обеднением этими элементами большинства родников (Fe = 4,1–14 мкг/л, Mn = 0,5–3,8 мкг/л) и резким увеличением их концентраций в ручьях и озерах низких террас: Fe = 60–137 м г/л,

Рис. 6.24. Геохимические ловушки для растворенных форм биогенных элементов в озерах морских террас

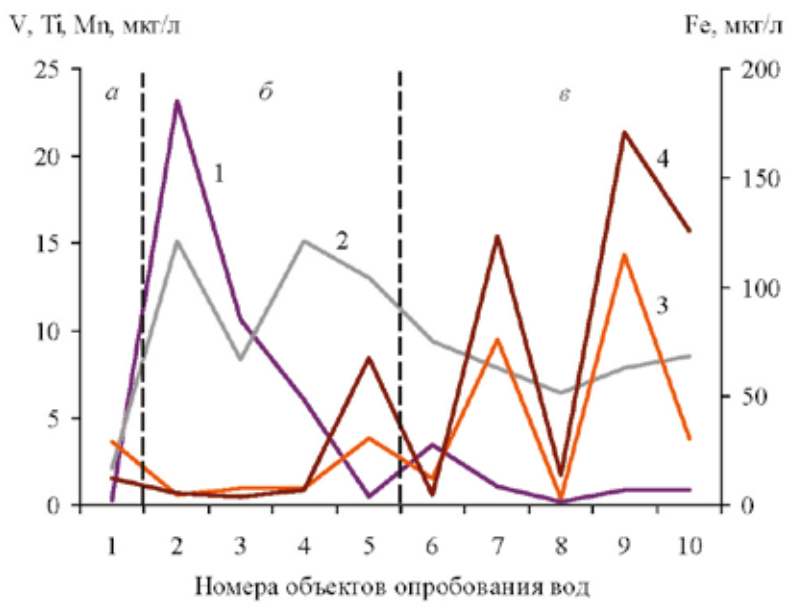


Рис. 6.25. Содержание растворенных форм ванадия (1), титана (2), марганца (3) и железа (4) в разных типах вод о. Матуа.
Группировка вод (а, б, в) и номера объектов опробования соответствуют рис. 6.21, 6.23 и табл. 6.3

Mn = 9,0–14 мкг/л (рис. 6.25). Возрастанию подвижности элементов (K_c для железа достигает 100, для марганца – 40) способствует изменение окислительно-восстановительной обстановки и развитие оглеения в супераквальных ландшафтах суффозионных западин (H-Fe-класс) и по днищам ручьев (рис. 6.26). В то же время на локальных участках наблюдаются скопления гидроксидов железа, указывающие на наличие кислородного барьера. Также нельзя исключить, что одной из причин повышенных концентраций растворенного железа может быть наличие специфического техногенного источника, связанного с остатками оборудования в беллигеративных комплексах террас. Косвенно о его влиянии свидетельствует обилие охристых образований в верхней части почвенно-пирокластического чехла.

Сезонные изменения миграции элементов проявляются в увеличении содержания растворенных форм железа в водах озер и связанных с ними ручьев. В начале снеготаяния (май) оно составляет 130–146 мкг/л, а в начале вегетационного периода (июнь) достигает 223–270 мкг/л. В ландшафтах низких террас это может быть связано с активизацией кислого и кислого глеевого выщелачивания элементов из почвенно-пирокластического чехла. Для него выявлено накопление железа (а также марганца и иногда кобальта) в органогенных горизонтах (в том числе погребенных), что согласуется с их радиальной дифференциацией в грубогумусных и торфянистых почвах. Дополнительным источником железа в озерах может быть таяние льда, в котором содержание этого элемента (60 мкг/л) на порядок выше, чем в снеге. Временные изменения не характерны для родников и ручьев высоких террас, где концентрация растворенного железа в весенний и раннелетний сезоны практически неизменна.

Пространственное распределение ванадия и титана противоположно таковому для железа и марганца и имеет сходство с распределением кремния и минерального фосфора, концентрации которых снижаются в водах родников и ручьев низких террас (см. рис. 6.25). Однако эти элементы от-

Рис. 6.26. Супераквальные ландшафты H-Fe-класса с осоковыми болотами в долинах ручьев

личаются слабой подвижностью и сохраняют свое положение в рядах водной миграции, несмотря на незначительное уменьшение K_x (0,01–0,08 для титана и 0,04–0,30 для ванадия). Их поведение обусловлено слабым выносом из пирокластического чехла и, возможно, отсутствием других источников для включения в водную миграцию. Слабая подвижность этих элементов ограничивает их доступность растениям, а в рядах биологического поглощения они относятся к элементам очень слабого захвата.

Для более полной характеристики водной миграции привлечены аналитические данные по широкому кругу микроэлементов, впервые полученные для о. Матуа (Савенко и др., 2020). Из них выбраны тяжелые металлы и металлоиды (ТММ), большинство которых относится к сидерофильным и халькофильным элементам. Сравнение содержаний ТММ в поверхностных водах и родниках разных высотных ярусов острова показало их различия, высокую вариабельность и уровень, сравнимый по порядку величин со средними концентрациями в речных водах суши по двум наиболее представительным сводкам (табл. 6.5). Выделяются две ассоциации элементов, для одной из которых (V, As, Mo) характерно накопление в водах верхних ландшафтных ярусов, а для другой (Fe, Mn, Co) – в водах низких морских террас.

Наибольшая контрастность миграции в ландшафтах о. Матуа отмечается для железа (K_x от 0,00*n* до 0,*n*), содержание которого в родниках и ручьях зоны разгрузки вод на контакте лавовых потоков и высоких террас (4,1–7,2 мкг/л) на 1–2 порядка ниже, чем в водных объектах низких морских террас (14–170 мкг/л). При этом положение железа в рядах водной миграции согласуется с обобщенными расчетными данными В. В. Добровольского (1998). Сходная картина наблюдается для марганца и кобальта.

Противоположная тенденция характерна для ассоциации анионогенных микроэлементов; наиболее ярко она выражена для ванадия, содержание которого в водах родников и ручьев лавовых плато (6,0–23 мкг/л) гораздо выше, чем в речных водах суши (0,7–1,0 мкг/л). Это подтверждает связь ванадия с породами базальтового ряда, в которых на океанических островах обнаружены максимальные концентрации этого элемента (Иванов, 1995). Помимо ванадия, разгружающимся на контакте лавовых плато и высоких террас водам свойственны повышенные концентрации мышьяка и молибдена, что резко отличает их от родников и ручьев нижнего высотного яруса. Установленные связи минерального фосфора (а также кремния и титана) с ванадием (r = 0,85) и мышьяком (r = 0,93) позволяют считать главным источником поступления этих элементов в воды острова выщелачивание из горных пород.

Отдельную группу составляют ТММ (кроме меди), которые не входят в ассоциацию элементов, накапливающихся в андезибазальтовой тефре.

Таблица 6.5.
Концентрации растворенных форм тяжелых металлов и металлоидов в водах о. Матуа, мкг/л

Элемент	Снеговые и талые воды (n = 4)	Родники и ручьи лавовых плато и высоких террас (n = 8)	Родники, ручьи и озера низких морских террас (n = 19)	Речные воды суши (K_x)	
				(Добровольский, 1998)	(Gaillardet et al., 2004)
Fe	12,6	4,1–7,2 (67,7)	13,6–170 (4,9) ■	670 (0,15)	66
Mn	2,0–3,6	0,6–3,8	3,8–14,4 (0,4) ■	10 (0,12)	34
Co	0,01	0,01–0,02 (0,06)	0,02–0,06 ■	0,25 (0,29)	0,15
Cu	0,6	0,9–7,3	0,4–3,1	7,0 (2,6)	1,5
Zn	3,7	3,8–6,8	3,4–6,1	20 (3,3)	0,6
Pb	0,1	0,05–0,08	0,08–0,2	1,0 (0,52)	0,08
Cd	0,01	0,01–0,03	0,01–0,02	0,2 (10,6)	0,08
Sb	0,03	0,04–0,07	0,04–0,05	0,9 (37,5)	0,07
Tl	0,002	0,002–0,015	0,006–0,007	–	0,007
V	0,3	6,0–23,2 (0,5) ■	0,2–3,4	1,0 (0,11)	0,7
As	0,07	0,6–1,4 (0,2) ■	0,07–0,2	2,0 (8,8)	0,6
Mo	0,03	0,2–0,9 (0,05) ■	0,06–0,2	0,9 (5,8)	0,4

Примечание: n – число проб; значком ■ выделены ассоциации элементов с повышенными содержаниями в определенных группах вод; в скобках для них приведены единичные нетипичные концентрации (максимальные или минимальные).

Их концентрации в различных водных объектах близки между собой. В целом обобщенный ряд по уровню содержания растворенных форм ТММ (мкг/л) в водах о. Матуа имеет следующий вид: Fe (10*n* и более) > Mn, Cu, Zn (*n*–0,*n*) > As, Mo (0,*n*) > Pb, Sb, Co, Cd (0,0*n*) > Tl (0,00*n*).

Еще одну группу образуют щелочные и щелочноземельные, а также некоторые анионогенные элементы, не включенные в группу ТММ. Сопоставление проб воды различных родников и ручьев показало, что своеобразным гидрохимическим индикатором является литий, уровень содержания которого в зонах разгрузки вод вулканических плато и высоких террас выше, чем в водных объектах низких террас (соответственно 1,1–2,5 и 0,7–1,1 мкг/л). В водах родников с максимальным содержанием лития зафиксированы повышенные концентрации Rb, Cs, V, As, Mo и F. Это указывает на влияние общего вулканогенного ядра и связанных с его деятельностью факторов и процессов, обеспечивающих поступление элементов в водные потоки. К их числу относятся литогеохимические свойства пород (V, Mo), вулканические эманации (F)

и термальные воды (Li, Cs), играющие важную роль в геохимии редких щелочных металлов (Иванов, 1994). Концентрация рубидия практически во всех водных объектах о. Матуа, в том числе в ручьях и большинстве озер низких террас (1,9–4,4 мкг/л) превышает его содержание в речных водах суши, равное в среднем 1,6 мкг/л (Gaillardet et al., 2004). Перераспределение этого элемента в процессе водной миграции свидетельствует как о его выносе со стоком, так и о возможности накопления растворенных форм в геохимических ловушках суффозионных западин.

Минимальные концентрации фтора (12 мкг/л) отмечены в снеге и в талых водах; более высокие – в водах озер, расположенных среди болот (23 мкг/л) и на о. Топорковый (63 мкг/л), а также в озерах в зоне разгрузки подземных вод на контакте морских террас (в среднем 90 мкг/л). Максимальные концентрации фтора (207–307 мкг/л) обнаружены в родниках на контакте лавовых плато и высоких террас, что совпадает с аномальными содержаниями в этих водах V, As, Mo, Li, Rb и Cs. Это показывает, что включение фтора в водную миграцию определяется совместным действием нескольких факторов: выщелачиванием из пород, а также выносом с вулканическими газами и поступлением с аэральными потоками с океана.

Содержание стронция и бария в водах о. Матуа ниже по сравнению с осредненными данными для речных вод, в которых концентрации этих элементов различаются в 3 раза, составляя соответственно 60–80 и 23–25 мкг/л (Добровольский, 1998; Gaillardet et al., 2004). В родниках и ручьях лавовых плато и разновысотных террас содержание бария относительно постоянно (2,0–6,4 мкг/л), но на порядок ниже, чем стронция (30–74 мкг/л). Пространственные вариации содержания стронция не позволяют четко разделить родники в зависимости от местоположения зон разгрузки грунтовых вод. Различные концентрации стронция в водах зафиксированы как на контакте лавовых плато с высокими террасами (36–74 мкг/л), так и на низких террасах (34–66 мкг/л). Вариабельность содержаний этого элемента увеличивается, когда ручьи и озера попадают под воздействие штормовых нагонов. Возможно, вовлечение стронция в водную миграцию определяется как процессами кислого выщелачивания в ландшафтах вулканических построек и террас, так и влиянием морских вод, отличающихся его повышенным содержанием. Это хорошо согласуется с обогащением стронцием почв автономных и супераквальных ландшафтов морских террас (ЭЛ 21, 23) по сравнению с автономными (ЭЛ 8) и трансэлювиальными (ЭЛ 12) комплексами лавовых потоков в верхних звеньях катен.

Особую группу составляют иттрий и редкоземельные элементы, включающие лантан и широкий набор лантаноидов, а также уран из актиноидов. Содержание большинства этих микроэлементов-гидролизатов

в водах о. Матуа находится в пределах 0,n–n нг/л, иттрия – n–10n нг/л. Несмотря на вариабельность содержаний конкретных элементов выявляется общая тенденция к одновременному росту их концентраций в определенных локальных водных объектах. Один из них – родник в районе бухты Айну, где разгружаются воды лавовых плато на контакте с высокими террасами; второй – ручей мыса Клюв, стекающий с лавового плато и попадающий в зону ветровых нагонов с моря; третий – озеро на о. Топорковый. Например, содержание иттрия в названных объектах составляет до 104–175 нг/л, при том что в других родниках и ручьях о. Матуа оно колеблется от 7 до 55 нг/л. Повышение на порядок величины концентраций растворенных форм характерно и для остальных микроэлементов этой группы. Исключение составляет уран, концентрация которого в водах сохраняется в относительно узком диапазоне (0,4–6,0 нг/л). С учетом разного генезиса и местоположения названных водных объектов выявление единого ведущего фактора, определяющего их включение в водную миграцию, не представляется правомерным и требует дальнейшего изучения.

В целом, сопоставление гидрохимических параметров позволило выделить основные факторы, определяющие особенности водной миграции элементов в ландшафтах о. Матуа. К их числу относятся аэральные потоки, с которыми связано поступление циклических морских солей (Na, Cl), а также преобладание поверхностных и грунтовых вод хлоридно-натриевого типа. На формирование инфильтрационных потоков оказывают влияние литогеохимическая специализация андезитобазальтов и процессы кислого выщелачивания из почвенно-пирокластического чехла, а возможно, и дополнительное поступление элементов с вулканическими эманациями и термальными водами. Макро- и микроэлементный состав поверхностных водотоков отличается высокой вариабельностью в зависимости от локализации зон разгрузки подземных вод на контакте древних вулканических построек и морских террас разного уровня. По сравнению с составом атмосферных осадков увеличиваются концентрации кальция, магния, гидрокарбонатов и сульфатов, что приводит к существенному повышению минерализации.

В зонах разгрузки вод лавовых плато и высоких террас в родниках повышены концентрации Si, $P_{мин}$, V, Mo и Ti, которые входят в парагенную ассоциацию элементов, накапливающихся в тефре, а также As, Li, Rb, Cs и F. В водах родников и ручьев низких террас возрастает содержание железа и марганца. Контрастность водной миграции этих металлов связана с увеличением их подвижности в ручьях, дренирующих заболоченные участки низких морских террас, для которых характерны супераквальные ландшафты H-Fe-класса. В качестве аккумуляторов растворенных форм железа и марганца выступают озера суффозион-

ных западин, играющие роль геохимических ловушек для биогенных элементов, к числу которых относится органический фосфор, содержание которого увеличивается в результате биогенеза и превышает концентрацию минеральной составляющей (фосфатов), что отличает воды озер от родников. При соседстве супераквальных болотных и аквальных ЭЛ противоречивость воздействия биогенеза на состав вод состоит в том, что он способствует аккумуляции одних компонентов (Fe, Mn, $P_{орг}$), но в условиях замедленного биологического круговорота приводит к снижению активности водной миграции других (Ca, Mg).

Влияние морских вод и связанное с ними обогащение поверхностных вод низких террас талассофильными элементами ограничено и фиксируется лишь в нижнем течении ручьев, находящихся в зоне штормовых нагонов. По сравнению с верховьями их воды выделяются увеличенной минерализацией и наличием слабощелочных условий, что согласуется с появлением элементарных ландшафтов Н – Н-Са-класса и повышением содержания стронция в почвах, образовавшихся на субстрате с участием цунамигенных осадков, и способствует увеличению ландшафтно-геохимического разнообразия островной геосистемы.

Оценка качества вод о. Матуа для питьевых целей

Активная фильтрация атмосферных осадков в рыхлых пирокластических толщах ограничивает поверхностный сток, хотя часть талых вод сбрасывается по эрозионно-селевым долинообразным понижениям. Формирование гидрографической сети о. Матуа связано с локальными зонами разгрузки грунтовых вод. К ним приурочены родники и мелкие ручьи, большинство которых относится к временным и функционирует в основном в период снеготаяния. Круглогодично действуют лишь отдельные ручьи (ручей Хесупо). Одним из элементов гидрографической сети в пределах морских террас являются небольшие озерки, возникшие при подпруживании временных водотоков. Все это свидетельствует об ограниченности водных ресурсов о. Матуа и требует эколого-геохимической оценки вод, в том числе и атмосферных осадков, в связи с возможностью их использования для питьевых целей.

В качестве оценочных показателей выбраны минерализация (М) и жесткость вод, а также содержание отдельных компонентов, для которых установлены гигиенические нормативы (ГН 2.1.5.1315-03). Все эти показатели вод о. Матуа гораздо ниже ПДК. Такая ситуация, очевидно, указывает на дефицит растворенных макро- и микроэлементов в водах и существование природных предпосылок возникновения связанных

с их недостатком геохимически обусловленных патологий. Поскольку критерием определения уровня дефицита является степень отклонения гидрохимических характеристик вод от ПДК, наиболее неблагоприятную оценку получили талые воды, что делает нецелесообразным организацию их сбора для питьевых целей. По минерализации (ПДК = 1000 мг/л) среди ультрапресных вод о. Матуа снижение дефицита по главным ионам в сравнении с талыми водами (М <10 мг/л) наблюдается в родниках и ручьях в бухтах Двойная и Айну (М до 120–250 мг/л).

По величине жесткости (ПДК = 7,5 мг-экв/л), которая нормируется в связи с ее влиянием на сердечно-сосудистые заболевания, воды родников относятся к мягким. Имеются данные о предрасположенности к заболеваниям этой группы при употреблении мягких вод по двум причинам. Во-первых, снижается защитная роль кальция и магния, а во-вторых, некоторые тяжелые металлы (Cd, Pb), растворимость которых увеличивается в мягких водах, могут стимулировать возникновение болезней (Никаноров,1989; Башкин, Касимов, 2004). По величине жесткости более благоприятны воды родников на контакте лавовых плато и высоких террас (0,5–1,1 мг-экв/л) по сравнению с водами низких террас (0,4–0,5 мг-экв/л). Содержание сульфатов (ПДК = 500 мг/л, 4 класс опасности) во всех водных объектах составляет 14–18 мг/л. Это не ухудшает органолептических свойств вод, хотя недостаток серы может спровоцировать образование цистиновых мочевых камней (Чертко и др., 2012).

Фтор по концентрации в водах относится к элементам с ограниченным оптимумом (ПДК = 0,7–1,5 мг/л), а его пониженные содержания в основных водных объектах о. Матуа (0,05–0,1 мг/л) создают предпосылки для развития кариеса. Для использования в питьевых целях лучше всего подходят воды родников лавовых плато (0,2–0,3 мг/л). Для вод нижних ландшафтных ярусов характерно низкое содержание большинства микроэлементов, что требует специального внимания при оценке совместного воздействия их дефицита на организм человека.

7 ОПАСНЫЕ ПРИРОДНЫЕ ПРОЦЕССЫ

Опасные природные процессы, характерные для о. Матуа, обусловлены активной вулканической деятельностью, особенностями климатических условий и размещением острова в сейсмически активной зоне. В настоящем разделе анализируются вулканическая, селевая и лавинная опасности во внутренней части острова, а также цунамиопасность и другие опасные геоморфологические процессы в береговой зоне.

ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ОПАСНОСТЬ

Современная эруптивная деятельность на о. Матуа связана с молодым внутрикальдерным стратовулканом Пик Сарычева, формирование которого началось около 500 лет назад и ознаменовало существенное изменение характера протекающей до тех пор вулканической активности. Мощные эксплозивные извержения, во время которых вулкан извергал пемзовидные андезиты и андезитобазальты, сменились извержениями шлаков исключительно андезитобазальтового состава. Образование вулкана Пик Сарычева началось с мощных эксплозивных извержений, сопровождавшихся выбросом большого количества тефры, многочисленными пирокластическими и лавовыми потоками, которые формировали его постройку. В дальнейшем вулкан достиг современных размеров, а сила извержений, большая часть которых происходила уже в историческое время, уменьшилась. Исторические извержения вулкана были терминальными и, как правило, непродолжительными (первые часы или дни). Главная особенность современных извержений вулкана их высокая эксплозивность (от слабых вулканических эксплозий до мощных пароксизмов субплинианского типа), при которой выбрасываемый вулканом обломочный материал формирует пирокластические потоки и пирокластические волны (Дегтерев 2011а, 2011б, 2013). Характерным эпизодом современного периода активности вулкана Пик Сарычева стало извержение в июне 2009 г.

Основные составляющие воздействия на ландшафт острова при извержениях вулкана представлены в табл. 7.1.

Таблица 7.1.
Влияние вулкана Пик Сарычева на природу о. Матуа

Вулканические проявления	Влияние на ландшафт
Лавовые потоки	Полное уничтожение предшествующих ПТК, изменение морфолитогенной основы; восстановительные сукцессии растягиваются на сотни и тысячи лет
Пирокластические потоки	Площадное и линейное уничтожение предшествующих ПТК, изменение площади острова и береговой линии
Пирокластические волны	Площадное уничтожение преимущественно стланиковой растительности термическим и механическим воздействием
Лахары (вулканические сели)	Полное уничтожение долинных ПТК в долинах, область питания которых находится в зоне пирокластических отложений; восстановительные сукцессии занимают десятки и сотни лет
Выпадение тефры	Площадное повреждение или уничтожение растительности; формирование вулканических слоистых почв
Газовые эмиссии	Локальное уничтожение или повреждение растительности; изменение химических свойств почв эманацией вулканических газов

Лавовые потоки

Лавовые потоки андезибазальтового состава, изливавшиеся при извержениях вулкана Пик Сарычева в историческое время, не выходили за пределы его постройки. При этом практически все они из-за соответствующего рельефа были локализованы в западном и северном секторах вулкана. Длина лавовых потоков составляла в среднем 2–3 км при ширине 100–250 м. Анализ топографических данных (цифровая модель рельефа SRTM и топографических карт) показал, что и в будущем распространение лавовых потоков будет ограничено преимущественно северной половиной постройки (Приложение 7). В этой связи опасность лавовых потоков для юго-восточной части острова следует признать минимальной (Дегтерев, 2013).

Пирокластические потоки и пирокластические волны

Пирокластические потоки, типичные для большинства извержений вулкана Пик Сарычева, откладывались главным образом по периферии действующего конуса и в прилегающую акваторию. Подвижность пирокластических волн существенно выше, из-за чего они способны распространяться на большие дистанции. Оказывая механическое, температурное и геохимическое воздействие на ландшафт, пирокластические потоки и волны выступают мощным поражающим агентом, способным вызывать значительную трансформацию исходных природных комплексов (рис. 7.1).

При наиболее крупных извержениях вулкана пирокластические потоки и волны способны распространяться по прилегающей акватории, при этом опасности могут подвергаться суда, находящиеся во время извержения в непосредственной близости от вулкана. В случае очень сильных извержений, вероятно, вся прилегающая и непосредственно контактирующая с постройкой вулкана акватория будет представлять высокую опасность. Кроме того, поступление больших объемов пирокластического материала в прилегающую акваторию способно вызвать формирование цунами (Иванов и др., 2017).

Тефра

Вся территория о. Матуа и острова-сателлита Топорковый в случае извержения вулкана Пик Сарычева будет подвержена опасности, связанной с выпадением тефры.

Рис. 7.1. Мертвый ольховый стланик в зоне воздействия пирокластических волн

На основании тефрохронологических и исторических данных остров разделен на три различные по степени опасности зоны (Приложение 7): зона умеренной опасности в юго-восточной части острова (выпадение пепла, мелкого гравия; при наиболее сильных извержениях возможно выпадение лапиллей); зона высокой опасности от бухты Айну до мыса Клюв (выпадение вулканического пепла, гравия и лапиллей; при крупных извержениях возможно выпадение вулканических бомб); зона очень высокой опасности, занимающая большую часть острова (в зависимости от силы извержения могут выпадать пепел, вулканический гравий, лапилли и бомбы, в том числе очень крупные) (Дегтерев, 2013) (рис. 7.2).

При наиболее сильных эксплозивных извержениях вулкана и соответствующих метеоусловиях опасности будут подвержены острова, расположенные вблизи о. Матуа. Эруптивные тучи, формирующиеся при пароксизмальных извержениях вулкана, способны достигать значительной высоты и образовывать протяженные пепловые шлейфы, способные распространяться на сотни километров от вулкана. Пик Сарычева – один из немногих вулканов Курильских островов, при исторических извержениях которого сектор пеплопада выходил далеко за пределы островной гряды; пепел выпадал к северо-востоку на Камчатке (Главацкий, Ефремов, 1948) и к западу на территории Хабаровского края и Сахалина (Рыбин и др., 2010; Дегтерев и др., 2011а).

Рис. 7.2. Шлаковая пустыня после извержения 2009 г. в зоне очень высокой вулканической опасности

При достаточно крупных вулканических извержениях, когда Volcanic Explosivity Index (VEI) составляет 3–4, эруптивная пепловая колонна может достигать высоты 1020 км и более, тем самым представляя реальную опасность для самолетов гражданской авиации, летающих, как правило, на высоте 9–12 км. Учитывая близость местных и межконтинентальных авиалиний к вулкану Пик Сарычева и преимущественно эксплозивный характер его активности, каждое извержение с VEI выше 2 будет представлять угрозу для авиатранспорта.

Газовые эмиссии

Воздействия вулканических газов на растительность – явления, сравнительно редко фиксируемые. Необходимым условием такого влияния является относительная близость источника эмиссии газов к растительности. Следы такого воздействия, произошедшего в 2007 г., были обнаружены С. Ю. Гришиным на юго-восточном склоне вулкана (Гришин, 2013). Ольховник погиб, вероятно, вследствие воздействия вулканических газов (сернистого газа SO_2), при окислении которых образуется серный ангидрид. Последний, смешавшись с туманом или слоем низко лежащих облаков, образовал аэрозольное облако серной кислоты (или кислотный дождь в условиях моросящих осадков). Это привело к тяжелым ожогам и сплошным некрозам листвы ольховника; также была подкислена почва. Таким образом, редкая комбинация особо мощного и/или длительного выброса газа, безветрия и густого тумана (низкой облачности), вероятнее всего, стала причиной образования аэрозольного облака H_2SO_4, погубившего заросли ольхового стланика (Гришин, 2018).

Полевые исследования этого участка в 2016–2017 гг. показали, что ольховый стланик по-прежнему не восстановился полностью, хотя отдельные экземпляры имеют признаки вегетации, а в травяном ярусе отмечен достаточно густой покров из вейника Лангсдорфа и других видов.

СЕЛЕВАЯ ОПАСНОСТЬ

Селевые процессы весьма широко развиты на острове и представляют значительный риск для инженерных сооружений и транспортной инфраструктуры. Опасность возникновения вулканогенных селей и риск повреждения ими антропогенных объектов привлекли внимание после извержения вулкана Пик Сарычева в 2009 г. Тогда С. Ю. Гришиным было

обследовано четыре лахара (Гришин, 2012). Длина наиболее крупного из них (Большого лахара) в зоне транзита и аккумуляции составила 4 км. Установлено, что селевой поток перенес и отложил около 0,2 млн м^3 твердого материала. Мощность отложений составила около 1 м в зоне аккумуляции и до 2–3 м на некоторых участках зоны транзита, лахар также уничтожил растительность на площади около 0,2 км^2. Большой лахар действительно представляет главную опасность для инженерных объектов, расположенных на морских террасах. Вместе с тем наши исследования показали значительно большее разнообразие и число селей на о. Матуа, а также позволили собрать данные для анализа их распространения и особенностей влияния на островную природу.

По результатам обработки материалов маршрутных наблюдений и данных дистанционного зондирования селеопасные территории о. Матуа по морфологии селевых бассейнов и особенностям селепроявлений разделены на три типа (Приложение 8).

Мелкие склоновые селевые бассейны элементарного типа

Бассейны этого типа, не пронумерованные на карте, приурочены к абразионно-денудационным склонам. Они хорошо выражены севернее бухты Айну, между выделенными бассейнами 1 и 2. Это мощный хорошо развитый активный абразионно-денудационный уступ, высотой на отдельных участках до 300 м. Юго-восточнее него, ближе к бухте Айну, расположен меньший по размерам уступ, также изрезанный селевыми и оползневыми процессами. Эти элементарные бассейны имеют небольшую площадь, находятся вдали от мест потенциального освоения и выходят непосредственно на берег. Опасность могут представлять лишь во время схода селей при нахождении людей у подножия этих уступов или при прохождении близко к побережью водного транспорта. Аналогичные обрывистые участки с развитием селевых и оползневых процессов можно обнаружить почти по всему периметру береговой линии о. Матуа, особенно в его северной, северо-восточной и западной частях; на карте они не представлены. Можно с уверенностью предположить, что в весенний сезон на этих участках активно развиты водоснежные потоки.

Хотя рельеф и состав отложений современной вулканической постройки активно способствуют формированию селевых процессов, выделить отдельные бассейны на склонах вулкана Пик Сарычева крайне затруднительно. Ситуация сильно осложнена деятельностью лавовых и пирокластических потоков, которые сглаживают неровности подстилающего их скального рельефа.

Область преимущественной аккумуляции материала лавовых и пирокластических потоков

Данные территории обозначены на карте как второй тип селевых бассейнов. В основном это западный, северо-западный и северный секторы острова, а также обширная территория между бассейнами 8 и 9. Выраженные здесь селевые русла по сути являются барранкос, через которые материал со склонов вулкана проходит напрямик к берегу, формируя поля лавовых и пирокластических отложений. Безусловно, здесь развиты дождевые и снеговые сели, в которые поступает твердый материал из пирокластических отложений, однако селевых бассейнов, в которых можно ясно выделить не только зону транзита, но и зону зарождения, здесь практически нет. Селевые процессы в основном выражены микроселями, незначительно перерабатывающими рельеф и переносящих малые объемы отложений.

Морфологически выраженные долинные селевые бассейны

Третий тип – морфологически выраженные долинные селевые бассейны, которые пронумерованы на карте (см. Приложение 8). Их насчитывается 15, морфометрические параметры представлены в табл. 7.2. Следует также отметить, что границы бассейнов, проведенные по чехлу покрывающих конус постройки вулкана пирокластических отложений, носят достаточно условный характер.

По генезису сели о. Матуа делятся на три типа вулканогенные, дождевые и снеговые. Зона зарождения селей располагается преимущественно в средней части склонов вулкана Пик Сарычева, на высотах 400–900 м. В пределах этой зоны активность селевых процессов фиксируется многочисленными промоинами, небольшими эрозионно-селевыми врезами, расчленяющими поверхность зон аккумуляции пирокластических потоков (рис. 7.3).

Источником твердой фазы для селей служат главным образом рыхлые слабо консолидированные пирокластические отложения, практически сплошным чехлом значительной мощности (от первых метров до десятков метров) перекрывающие среднюю часть склонов вулкана (см. рис. 7.2, 7.3). Пирокластический материал представлен преимущественно крупными и средними фракциями (глыбы, щебень, дресва, песок). Сели, образующиеся из таких отложений, имеют невысокую плотность и турбулентный характер движения (несвязные).

Ниже зоны зарождения селей располагается зона транзита, представленная узкими глубокими селевыми врезами – оврагами и долинами, по которым селевая масса транспортируется к подножию склонов

Таблица 7.2.
Морфометрические параметры селевых бассейнов о. Матуа

Номер селевого бассейна	Длина русла, км	Средневзвешенный уклон водотока, ‰	Уклон русла в расчетном створе, ‰	Площадь водосбора, км²
1	3,331	428	292	2,23
2	3,852	372	190	2,08
3	1,250	297	119	0,85
4 (Большой Лахар)	4,790	256	85	3,24
5 (массив Плоский)	3,346	225	68	1,16
6 (мыс Клюв)	4,060	277	69	1,26
7	2,820	281	223	1,14
8	2,748	388	342	1,08
9	1,008	648	424	0,10
10	1,000	647	467	0,06
11	1,533	591	471	0,37
12	0,380	756	537	0,03
13	1,058	730	435	0,12
14	1,062	701	498	0,08
15	1,160	650	576	0,30

вулкана. Для зон транзита характерны значительные уклоны и многочисленные выпуклые перегибы продольного профиля, часто обнаженные или полуобнаженные борта. В ряде случаев, на излучинах селевых врезов отмечены следы заплеска селей за бровки долин и выхода части селевой массы на поверхность прилегающих склонов (рис. 7.4).

В местах выхода долин на равнинную поверхность морских террас, а также на локальных выположенных поверхностях в пределах восточного макросклона вулкана Пик Сарычева формируется зона аккумуляции селевых потоков (рис. 7.5).

Формирование основной части водной составляющей селевых потоков происходит преимущественно при снеготаянии на склонах вулкана. В нормальных условиях (при естественном таянии снегового покрова) основным селеопасным периодом является апрель – июнь. В это время при солнечной погоде таяние снежников ежедневно приводит к образованию на склонах вулкана временных водотоков, которые ко второй половине дня приобретают селевой характер и могут классифицироваться как микросели. Они осуществляют значительную работу по перемещению материала на склонах вулкана, но не достигают его подножия и не представляют значимой угрозы инженерным сооружениям, расположенным на равнинной части территории.

Рис. 7.3. Эрозионно-селевой врез в свежих пирокластических отложениях

Рис. 7.4. Средняя часть долины Большого лахара, по которой в 2009 г. прошел селевой поток, с отчетливыми следами заплеска селевого потока

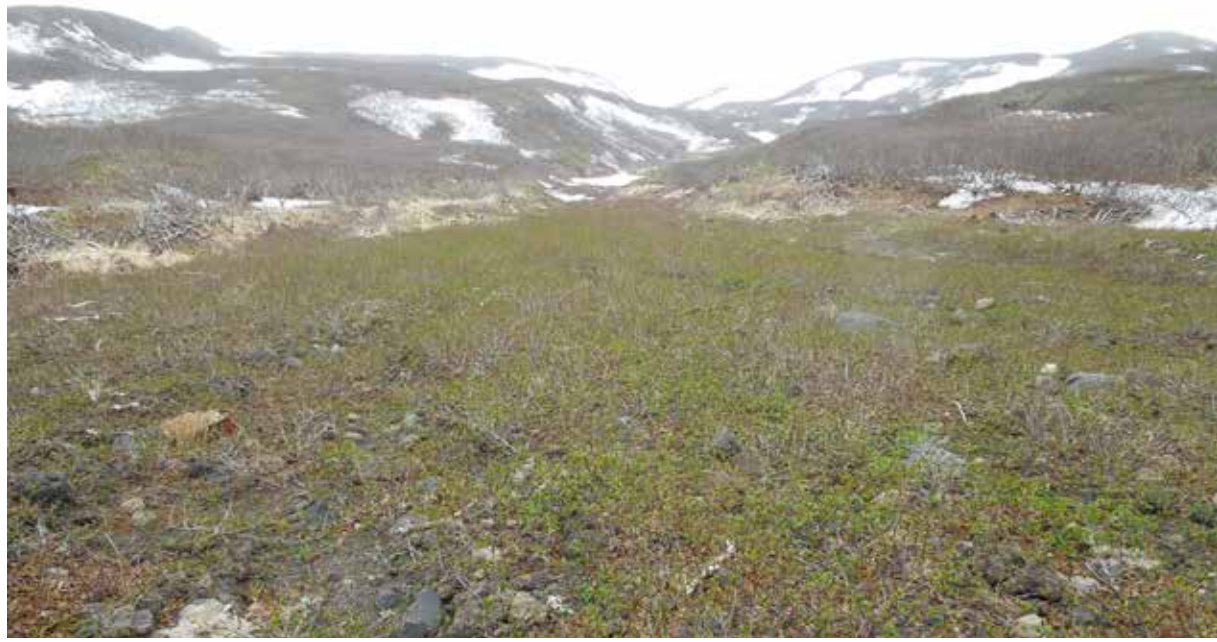


Рис. 7.5. Зона аккумуляции – конус выноса Большого лахара, зарастающий ольховником через 8 лет после схода селевого потока

Наиболее мощные селепроявления, носящие катастрофический характер, формируются в результате быстрого таяния снега на склонах вулкана в ходе извержений и образования лахаров. Пространственно они локализуются там же, где и обычные сели, и в тех же бассейнах, но при прочих равных условиях характеризуются существенно большими расходами потоков и аномальной дальностью выброса селевых масс. После извержения вулкана Пик Сарычева в 2009 г. Большой лахар практически достиг взлетно-посадочной полосы бывшего японского аэродрома, пройдя около 750 м от устья долины. Лахары, сформировавшиеся в остальных селевых бассейнах, не достигли морских террас, остановившись на высотах 170–300 м н. у. м.

Однако необходимо учитывать, что дальность выброса селевых масс при извержении вулкана Пик Сарычева в июне 2009 г. не была максимально возможной. Если совпадут три фактора – извержение вулкана произойдет в марте – апреле, в период максимальных снегозапасов; зимний сезон будет многоснежным, а извержение – сильным и относительно кратковременным, тогда можно ожидать образования лахаров существенно большей мощности и дальности выброса по сравнению с событиями 2009 г. Наши полевые исследования подтверждают это. Крупнообломочные неокатанные и слабоокатанные отложения, аналогичные материалу в русле и на конусах выноса селевых долин, были встречены в шурфах на глубине до 4 м и на расстоянии до 1 км от устья долин. В некоторых случаях древние генерации лахаров были слабо сцементированы под давлением вышележащих пород, что свидетельствует об их значительном возрасте (рис. 7.6). Таким образом, большая часть местности морских террас потенциально селеопасна.

Рис. 7.6. Расчистка у тылового шва правого борта древней селевой долины (бассейн № 5)

Наибольшую опасность для инженерных сооружений представляет Большой лахар, конус выноса которого при совпадении факторов, отмеченных выше, может достигать бровки морских террас в бухтах Двойная и Южная, перекрывая обе взлетно-посадочные полосы бывшего японского аэродрома. Два других лахара, представляющие потенциальную опасность для транспортной инфраструктуры, находятся в селевых бассейнах № 4/1 (Дамба) и № 6 (мыс Клюв) (Приложение 8). В 2009 г. лахар, отмеченный в пределах селевого бассейна № 6, прошел примерно 2/3 пути между перегибом рельефа в долине, являющимся началом его зоны транзита, и дорогой на мыс Клюв. В зоне зарождения лахара располагаются очень большие запасы пирокластического материала, не покрытого растительностью. При совпадении факторов, способствующих образованию мегаселей, селевые массы могут перекрыть основную дорогу на острове, идущую из бухты Айну до мыса Клюв.

Другой лахар в бассейне № 4/1 (Дамба) после извержения вулкана в 2009 г. почти достиг японской противоселевой дамбы, возведенной поперек долины вблизи сопки Плоская. Данный бассейн не выделен как самостоятельный, поскольку главное русло имеет общую с Большим лахаром зону зарождения. Направление движения главного русла в бассейне, в обход массива Плоский с юго-запада с выходом во впадину восточнее сопки Круглая, не представляет опасности для каких-либо потенциальных зданий и сооружений острова. На пути потенциального селя находится так называемая резиденция (остатки японского сооружения военного времени), но селевая опасность для этого места возможна лишь в случае мощного извержения вулкана в весенний период. Селехранилище перед упомянутой дамбой в настоящее время заполнено чехлом древних селевых отложений, превышение гребня дамбы над земной поверхностью составляет около 1,5 м, что в будущем может оказаться недостаточным для остановки мощного селевого потока (рис. 7.7).

В целом климатические и геолого-геоморфологические условия о. Матуа весьма благоприятны для образования селевых потоков, которые формируются главным образом в результате выпадения интенсивных ливней. В весенний период и в периоды глубоких длительных оттепелей возможно формирование водоснежных потоков. Наличие вулканической деятельности обуславливает также образование специфического типа селевых потоков – лахаров. Их образование связано с извержением вулканов в зимне-весенний период, когда склоны вулкана покрыты глубоким снежным покровом. По соотношению водной и твердой составляющих селевые потоки относятся к грязекаменным. Преобладающим механизмом формирования селевых потоков является сдвигово-эрозионный. Повторяемость селей в мелких селевых бассейнах составляет в среднем один раз в 3–5 лет, в средних по размеру – каждые 10–15 лет. Объемы селевых потоков в мелких селевых бассейнах составляют 5–10 тыс. м^3, а в более крупных бассейнах могут достигать сотен тысяч м^3. Вследствие отсутствия на территории острова много-

Рис. 7.7. Японская противоселевая дамба возле массива Плоский. Селехранилище почти заполнено селевыми отложениями, покрытыми луговой растительностью

летних систематических данных о проявлениях селевых процессов и натурных наблюдений, физические характеристики и параметры получены расчетным методом. Расчеты проводились в соответствии с формулами и рекомендациями ВСН 03-76 для дождевых селей 1 % обеспеченности (Инструкция..., 1976).

ЛАВИННАЯ ОПАСНОСТЬ

На карте лавиноопасных районов СССР (Володичева, 1970) о. Матуа отнесен к группе северных островов с наибольшей лавинной опасностью в регионе. Основными факторами лавинообразования являются длительная и многоснежная зима с метелями и оттепелями, а также эрозионное расчленение и значительная площадь, занимаемая склонами. Нарушение устойчивости снежного покрова и образование лавин может наблюдаться на склонах крутизной от 15 до 60°, при этом наиболее лавиноопасны склоны крутизной от 25 до 50°, широко представленные на острове. На склонах крутизной менее 15° возможно образование редких сверхмокрых лавин и водоснежных потоков. При этом опасность схода лавин существует даже при мощности снежного покрова до 10–15 см. В холодный период повышенная лавинная опасность возникает при обильных снегопадах, резких изменениях температуры воздуха вследствие смены воздушных масс или смены режима инсоляции при устоявшемся снежном покрове, многодневных метелях, длительном периоде низких температур после резкого увеличения мощности снежного покрова. Сходы лавин наиболее часты в декабре – феврале.

По морфологии снегосбора и пути движения лавин (классификация Г. К. Тушинского, 1949), на острове преобладают осовы и лотковые лавины из эрозионных врезов. По генетической классификации лавин В. Н. Аккуратова (1959), на о. Матуа условия наиболее способствуют развитию сухих лавин из свежевыпавшего и метелевого снега, а также всех трех типов мокрых лавин (адвекционных, инсоляционных и промежуточных).

Типы лавиноопасных участков

Лавиноопасные участки о. Матуа делятся на три типа (Приложение 9).

■ **Вулканический конус Пик Сарычева.** Густая сеть мощных и среднемощных лавин. Режим схода – зимне-весенний. Преобладают лавины, связанные с обильными снегопадами, метелями и зимними оттепелями.

■ **Средневысотный (до 1000–1100 м) вулканический горный рельеф**. Высота снежного покрова до 4 м и более в отрицательных формах рельефа. Густая сеть мощных лотковых лавин и осовов. Режим схода лавин – зимне-весенний. Преобладают лавины, связанные с метелями, обильными снегопадами, зимними оттепелями и обрушением снежных карнизов.

■ **Абразионные морские берега.** Распространены осовы – разновидность лавин, возникающих при отрыве и скольжении снежных масс на ровном склоне, не изрезанном отрицательными формами рельефа. Образование осовов в прибрежной зоне на участках с отмершими клифами может происходить в течение зимы несколько раз сразу после метелей или во время ветров ураганной силы. Абразионный тип побережья преобладает на о. Матуа, и практически все абразионные участки здесь лавиноопасны.

В основном на о. Матуа сходят лавины из мокрого метелевого сложно стратифицированного снега. В зависимости от средней высоты снежного покрова глубина снежного потока в лавине может изменяться от 4,5 до 10,5 м для непылевидных лавин, а для пылевидных может достигать 17,5 м.

Рис. 7.8. Парадинамическая склоновая геосистема к северу от бухты Айну, в которой сочетаются лавинные, селевые, осыпные и эрозионные процессы

В целом потенциально лавиноопасна почти вся горная территория острова, однако большая часть ее находится вне зоны возможного освоения. Осовы имеют ограниченное распространение преимущественно в прибрежной зоне, где локализованы объекты береговой инфраструктуры. По архивным данным, в результате схода осова после землетрясения в 1952 г. при разгрузке судна именно здесь погибли 16 военнослужащих (И. А. Самарин, устн. сообщ.).

ОПАСНЫЕ ПРИРОДНЫЕ ПРОЦЕССЫ В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ

Типизация берегов острова Матуа по степени воздействия цунами

Главную опасность (помимо вулканической) для побережья островов Матуа и Топорковый представляют волны цунами. Учитывая, что побережье о. Матуа отличается существенным разнообразием рельефа и береговых процессов на разных участках (см. Приложения 1 и 2), по

степени воздействия цунами выделено семь типов берегов (Приложение 10), которые пронумерованы по возрастанию степени воздействия цунами на рельеф.

■ **Первый тип берега.** Берега этого типа имеют низкую степень цунамиопасности и занимают около 17 км берега (40 % общей длины береговой линии Матуа), составляя береговой район северо-западной части острова, приуроченный к современным отложениям вулкана Пик Сарычева. Это сильно изрезанная береговая линия, сложенная мозаично чередующимися лавовыми и пирокластическими потоками. В этом районе преобладают субвертикальные клифы в лавах высотой до 100 м, клифы в пирокластических отложениях достигают высоты 30–40 м. Подводный береговой склон (ПБС) имеет очень высокие уклоны – от 0,7 до 0,8. При таком рельефе заплеск цунами вглубь суши (до 200 м) возможен только в нескольких микробухтах. Кроме того, этот район берега наименее подвержен цунами в силу своей западной экспозиции, обращённой к Охотскому морю – наименее цунамиопасному сектору акватории о. Матуа (Каплин, Ионин, 1961).

■ **Второй тип берега.** Берега этого типа также имеют низкую степень цунамиопасности и представлены на трех участках общей длиной 5,5 км (13 % общей длины береговой линии). Это участки береговых уступов высотой от 30 м и выше, сложенные доголоценовыми лавами или перекрытые коллювиальными крупноглыбовыми шлейфами. Уклоны берегов и дна на таких участках составляют от 0,4 до 1,0 и более, что не позволяет проникнуть цунами вглубь суши более чем на 30–40 м, за исключением пологих микромысов и абразионных микротеррас, где ширина зоны заплеска может превышать 100 м. Низкая степень воздействия цунами, помимо узкой зоны заплеска, определяется устойчивостью горных пород, не подверженных волновому размыву (рис. 7.9).

■ **Третий тип берега.** Эти берега также в низкой степени подвержены воздействию цунами, занимают 2,5 км береговой линии (6 % протяженности берегов) и развиты на двух мысах на восточной стороне в районе мыса Орлова. Берега этого типа выработаны в древних доплейстоценовых вулканитах (Мархинин, 1964), для них характерны широкие бенчи с многочисленными крупными кекурами. Большая часть поверхности бенчей хорошо выровнена и является зоной регулярной осушки. Бенчи примыкают к вертикальным клифам, имеющих изрезанные в плане очертания. Такое строение рельефа определяет зону заплеска цунами, практически совпадающую с волноприбойной зоной, за исключением нижних частей кекуров.

Рис.7.9. Подрезанный цунами берег к северу от бухты Айну

■ **Четвертый тип берега.** Берега этого типа имеют среднюю степень цунамиопасности. Это наиболее высокодинамичные участки берега, расположенные на северо-восточной и юго-западной сторонах о. Матуа. Общая протяженность трех участков – 6 км (14 % береговой линии). Данный тип приурочен к склонам вулкана, по которым регулярно сходят мощные пирокластические потоки (Мархинин, 1964, Горшков, 1967). Во время последнего извержения 11–19 июня 2009 г. выдвижение мысов, сложенных пирокластикой, достигло 400 м (Иванов и др., 2017). При их быстром размыве бухты, расположенные к юго-востоку от них, заполняются наносами и образуют современные террасы шириной до 500 м. Со временем, по мере размыва пирокластических конусов, подпитка молодых пляжей наносами прекращается, и они в свою очередь размываются, возвращая берегу исходную конфигурацию. Характерное время описанного цикла составляет несколько десятилетий. Таким образом, степень цунамиопасности на берегах такого типа зависит от стадии абразионно-аккумулятивного цикла, инициированного поступлением пирокластики в береговую зону. На текущем этапе, пока на описываемых участках формируются широкие низкие террасы и молодые береговые валы, степень воздействия цунами будет высокая, с возможным заплеском вглубь суши до 500 м и сильными размывами берегов. В будущем, в процессе естественного волнового размыва молодых аккумулятивных форм, степень воздействия цунами снизится, и эти участки можно будет относить к первому и/или второму типу. В настоящее время средние уклоны поверхности молодых террас лежат в пределах от 0,02 до 0,06. При этом уклоны ПБС на участках размыва пирокластических конусов превышают 0,1, а на участках текущей аккумуляции составляют около 0,04 (рис. 7.10).

Рис. 7.10. Фронтальный уступ пирокластического потока, подрезаемый абразией, к северу от бухты Айну

■ **Пятый тип берега.** Берег высокой степени цунамиопасности занимает один участок в бухте Двойная и имеет длину 3,3 км (8 % протяженности берегов). Он сформирован вдоль берегов с валунно-глыбовой отмосткой, защищающей отмирающие клифы высотой от 30 до 60 м и крутизной около 30°. Поверхность клифов почти повсеместно перекрыта чехлом склоновых отложений, у основания местами накапливаются денудационные шлейфы. На этом участке к морю выходят несколько эрозионных долин, у устьев которых сохранились небольшие останцы размытых конусов выноса. Подобное строение береговой зоны ограничивает зону заплеска цунами шириной не более 100 м, однако по эрозионным долинам возможно проникновение цунами до 150 м от моря. Высокая степень цунамиопасности здесь обуславливается рельефом бухты Двойная, имеющей в плане воронкообразные формы, открытые на северо-восток и юго-восток, а также низкие уклоны дна, плавно

уменьшающиеся от 0,04 по краям до 0,007 в центральной части, где глубины составляют менее 10 м, а ширина пролива между о. Матуа и о. Топорковый – 1100 м. Такой рельеф способствует значительному усилению высоты волны цунами. Опасность воздействия цунами на рельеф проявляется в наличии на берегу шлейфов рыхлых отложений, находящихся в неустойчивом состоянии вследствие высоких уклонов (до 0,6), подверженных значительным цунамигенным размывам и последующим активным склоновым процессам. Надо отметить, что именно на этом участке обустроены причальная площадка и склад горюче-смазочных материалов, используемые при освоении о. Матуа.

■ **Шестой тип берега.** Берега этого типа, также имеющие высокую степень цунамиопасности, представлены тремя участками на юго-восточной оконечности острова суммарной длиной 3,5 км (8 % протяженности всей береговой линии острова). На участках этого типа к отмершим клифам высотой около 30 м прислонены неширокие (до 100 м) голоценовые цокольные террасы высотой 7–8 м, сложенные песчано-галечным материалом. Средние уклоны берега в зоне возможного заплеска цунами здесь составляют около 0,08, а уклоны ПБС 0,04–0,07. Низкие уклоны и малая высота террас способствуют заплеску цунами на всю их ширину, а материал, их слагающий, легко подвержен размыву, который усиливается существенной антропогенной трансформацией рельефа (противотанковые рвы, окопы и др.). На всех участках этого типа имеются формы цунамигенного размыва 2006 и 2007 гг.

■ **Седьмой тип берега.** Это наиболее подверженный воздействию цунами участок, который можно оценить как экстремально опасный. Это участок берега аккумулятивного типа, занимающий бухты Айну и Южная, общей протяженностью 4,4 км (10 % протяженности берегов острова). Основные формы рельефа этого участка берега – широкие (до 570 м) голоценовые аккумулятивные и цокольные террасы до 20 м высотой. В бухте Южная песчаная терраса прислонена к палеоклифу высотой 30–40 м. В бухте Айну песчано-гравийная терраса примыкает к низким уступам более древней 20–40-метровой террасы и сильно размыта волнами цунами 2006 и 2007 гг. В разрезах террас обнаружены отложения 10 палеоцунами, из них пять с более высокими уровнями заплеска, чем в 2006 и 2007 гг., произошли за последние 600 лет (MacInnes et al., 2016). Увеличению дальности заплеска способствует совпадение величины средних уклонов ПБС и террас, составляющих 0,03. Кроме того, увеличение частоты высоких заплесков здесь связано с расположением участка в секторе максимально вероятного подхода фронта цунами, в том числе трансокеанских. Из этого сектора, от северо-

Рис. 7.11. Бухта Айну (общий вид). При цунами 2006 и 2007 гг. высота заплеска превысила 20 м, длина – 400 м (индицируется по выбросам плавника)

востока до юга, подошло 14 из 15 цунами, зафиксированных на о. Матуа, начиная с 1952 г. Дальность возможного заплеска цунами вглубь суши в бухте Айну, превышающая 600 м, максимальна для о. Матуа. В результате воздействия волн цунами на берегах этого типа происходят серьезные деформации рельефа – размываются серии береговых валов и дюн, снижается общий уровень поверхности, уменьшается количество пляжеобразующих наносов, изменяются контуры береговой линии и профиль подводного берегового склона, что впоследствии активизирует штормовые размывы берегов (рис. 7.11).

Масштабы и последствия цунами 2006 и 2007 гг.

На о. Матуа детально изучены последствия двух цунами: 15.11.2006 и 13.01.2007. Приведенная выше типизация берегов и данные предыдущих исследований (Разжигаева и др., 2012а, 2012б, 2018; Кравчуновская и др., 2008; Пинегина, Кравчуновская, 2010; MacInnes et al., 2009, 2016) позво-

лили получить следующие результаты воздействия цунами на берега острова.

На берегах с низкой степенью цунамиопасности, отнесенных к первому, второму и третьему типам, существенного воздействия цунами на рельеф не выявлено. Участки берегов, относящиеся в настоящий момент к четвертому типу, в момент действия цунами имели иную морфологию и соответствовали первому и второму типам. Современный облик они приобрели лишь после извержения вулкана Пик Сарычева в 2009 г. На участке берега, относящегося к пятому типу, исследованиями 2007 г установлена максимальная для о. Матуа высота заплеска цунами на отметке 21,9 м (MacInnes et al., 2009). Профиль, на котором зафиксировано это значение, расположен в южной части бухты Двойная; при этом на соседних профилях, расположенных в 250 м южнее и в 300 м северо-восточнее, получены отметки в 15,3 м и 16,7 м соответственно. Исходя из этого, можно говорить о размахе колебаний до 6,6 м на весьма коротких участках берега. При этом в 2007 г. в центре бухты Двойная на самом мелководном участке на двух соседних профилях с расстоянием в 270 м обнаружены уровни заплеска 18,1 и 19 м. В 2017 г. на участке между этими профилями в устье эрозионной долины, на высоте до 25–26 м над уровнем среднего прилива было обнаружено скопление из нескольких десятков пустых топливных бочек с указанными на них датами – с 1948-го по 2001 г. (рис. 7.12).

Опираясь на приведенные фотографии, можно сделать вывод о заплеске цунами, забросившем бочки в этой точке на высоту не менее 25 м. На всем участке берега, относящегося к пятому типу, цунамигенному размыву подверглись шлейфы склоновых отложений и конуса выноса эрозионных форм, сформированные у основания абразионного уступа. За 10 лет, прошедших после цунами, на ранее стабильных абразионных уступах активизировались оплывины и оползания склонового чехла, вершины которых местами уже достигли бровки уступа. На участках берегов шестого типу следы размыва сохранились на уступах и в прибровочных частях низких террас, а также на техногенных формах рельефа.

На берегах, относящихся к седьмому типу, воздействие цунами на рельеф оказалось максимальным. В бухте Южная, при высоте заплеска от 4,9 до 7,3 м проникновение волн вглубь суши достигло 250 м, при этом были оглажены, но не размыты песчаные береговые валы числом до семи. Хорошая их сохранность объясняется ненарушенным растительным покровом и мощной корневой системой колосняка мягкого, пронизывающего и скрепляющего песчаные отложения. Отступание берега составило около 20 м. В бухте Айну, расположенной в 700 м западнее, высота заплеска отмечена на высотах до 20,8 м, а ширина зоны затопления превысила 400 м. Очень сильно размыта серия трех берего-

А

Б

В

Рис. 7.12. Индикация высоты заплеска цунами в бухте Двойная выбросами бочек.
А – скопление бочек в эрозионной форме на высоте около 25 м, 2017 г.;
Б – участок берега с бочками, лежащими на высоте около 10 м, 2006 г.;
В – участок берега, где ранее лежали бочки, после цунами 2007 г.

вых валов на голоценовой террасе со снижением уровня ее поверхности на величину до 4 м. Также размыву подверглись уступы более высокой террасы. Рельеф побережья бухты радикально трансформирован.

Проявление максимальных по высоте заплесков цунами на противоположных по экспозиции сторонах юго-восточного края острова (бухта Айну открыта на юго-запад, а берег бухты Двойная обращен на восток-северо-восток) при том, что на участках между ними высота заплеска существенно меньшая, может говорить о разновременности этих событий. Очаги зарождения цунами 2006 и 2007 гг. расположены в разных точках: очаг 2007 г. – на 100 км восточнее и азимут подхода фронта волны от него 150°, а от очага 2006 г. – 180°. Из этого можно предположить, что в бухте Айну сильнее проявилось воздействие цунами 15.11.2006, а в бухте Двойная – 13.01.2007.

Опасность воздействия цунами для жизнедеятельности и транспортной инфраструктуры на о. Матуа в целом можно оценить как очень высокую. По данным изучения отложений палеоцунами (MacInnes et al., 2016) с начала XV в. отмечено не менее семи цунами с высоким заплеском (выше 6 м), включая цунами 2006 и 2007 гг., то есть примерно один раз в 100 лет. По данным Тихоокеанского on-line каталога цунами, составленного в лаборатории цунами ИВМиМГ СО РАН, за период с 1952 по 1978 г. на о. Матуа было зафиксировано 13 событий цунами с высотой волн от 0,02 до 5 м – в среднем один раз в два года. Размещение различных объектов инфраструктуры на острове необходимо планировать с учетом, прежде всего, возможных последствий воздействия цунами.

Другие опасные геоморфологические процессы в береговой зоне

В береговой зоне о. Матуа действует комплекс других рельефообразующих процессов, представляющих опасность для жизнедеятельности человека и транспортной инфраструктуры.

■ **Селевые процессы.** Селевые процессы проявляются в устьях долинообразных понижений, расположенных в северной половине острова. Выделяется не менее 14 участков селепроявлений, не связанных с вулканической активностью (Приложение 11). Это паводковые сели, образующиеся во время снеготаяния, а также ливневые сели, вызываемые обильными осадками при прохождении мощных циклонов и атмосферных фронтов. Маркируются такие участки наличием свежих конусов выноса, которые перекрывают пляжи и еще не успели подвергнуться штормовому размыву (рис. 7.13).

Рис. 7.13. Юго-западная часть о. Матуа. Свежий селевой конус, перекрывающий галечниковый пляж

■ **Оползневые процессы.** Оползни развиты в целом незначительно, но отмечены в наиболее освоенном районе – на побережье бухты Двойная. Выделяются четыре участка с признаками оползания рыхлых горных пород. Все они приурочены к отмершим клифам, защищенным валунно-глыбовой отмосткой или террасами низких уровней. Оползания развиваются на участках переувлажнения склонов в местах разгрузки грунтовых вод. Выявленные тела представляют собой маломощные (до 2 м) оползни-оплывины, по простиранию не превышающие 40 м (рис. 7.14). Другой, гораздо более распространенный вид проявления оползневой опасности, – оползни-сплывы дернины, вызванные цунамигенными размывами 2006 и 2007 гг. Эти проявления не создают крупных оползневых тел, но приводят к уменьшению стабильности склонов и к развитию обвально-осыпных процессов малого масштаба, формирующих небольшие коллювиальные конусы у подножия склонов.

■ **Гравитационные склоновые процессы.** Среди гравитационно-склоновых процессов на берегах о. Матуа наиболее опасны обвально-осыпные, действующие на крутых высоких склонах «лавовых плато» и пирокластических потоков, а также на подрезанных абразией фронтальных

Рис. 7.14. Бухта Двойная. Оползни-оплывины, вызванные цунамигенным размывом основания абразионного уступа

уступах пирокластических и пролювиальных конусов. Максимально широко эти процессы развиты в неосвоенной северной части острова. В южной части обвально-осыпные явления развиты только на крутых абразионных уступах в районе мыса Клюв. На уступах «лавовых плато» обвальные процессы могут быть спровоцированы сейсмическими событиями, выветриванием и метеорологическими факторами. Крупные обвалы происходят относительно редко, но следы недавнего падения отдельных глыб наблюдаются повсеместно. На клифах, подрезаемых абразией, сложенных нацело или частично рыхлыми породами, непрерывно происходят мелкие осыпания, а также отседание крупных блоков. Максимально опасны прибровочные участки молодых пирокластических конусов и подножия уступов, выработанных в них.

Абразионные процессы. Абразия представляет серьезную угрозу только в северной и юго-западной частях острова. После извержения 2009 г. выдвижение некоторых пирокластических потоков в море достигало 400 м, и почти сразу же они начали интенсивно размываться. Максимальные скорости размыва берегов, полученные в результате анализа

разновременных космических снимков, на некоторых участках новообразованных пирокластических конусов в первый год после извержения достигали 150 м/год. В последующие годы скорости размыва значительно снизились и составляли первые десятки метров в год, меняясь в зависимости от интенсивности штормов. В юго-восточной части острова современные средние скорости размыва берегов невелики и не превышают первых десятков сантиметров в год.

При возможном строительстве гидротехнических сооружений в береговой зоне необходимо учитывать действующие вдольбереговые потоки наносов. В рельефе берегов проявляется действие двух потоков наносов – на северо-восточной и юго-западной сторонах острова. Зонами их зарождения служат участки быстрого размыва пирокластических потоков 2009 г., перекрывающих более древние пирокластические и пролювиальные конуса, являются. От участков размыва на юго-восток протягиваются зоны транзита, которые маркируются высокодинамичными береговыми галечными валами, тянущимися вдоль клифов. В зонах аккумуляции потоков наносов материал береговых валов становится более тонким, вплоть до песчаного, а клифы стабилизируются и отмирают. В этом контексте возможное сооружение в бухтах Южная или Айну любого сплошного поперечного сооружения (мола, пирса и т. п.) неизбежно вызовет повышенную аккумуляцию наносов с западной стороны и размыв берега с восточной. В центре бухты Южная в зоне миграции потоков наносов аккумуляция и размыв могут менять места своего проявления.

8 ОСТРОВ-САТЕЛЛИТ ТОПОРКОВЫЙ

Небольшой остров Топорковый (площадь 1,07 км^2) расположен напротив бухты Двойная и отделен от острова Матуа узким проливом шириной около 1 км (рис. 8.1).

Морфологически остров представляет собой неправильной формы образование, в плане близкое к изометричному, длиной 1,5 км и шириной 1,1 км, вытянутое с северо-запада на юго-восток. Его характерная черта – единая пологовыпуклая поверхность крутизной от 3–5° до 8–10° с высотами от 70 м в наиболее высокой части до 20–40 м по периферии, ограниченная со всех сторон выработанными в скальных породах абразионными уступами разной степени выраженности. Вершинная поверхность перекрыта сплошным чехлом пирокластического материала и морфологически напоминает поверхность в районе мыса Клюв, представляя собой фактически лавовое «плато». Следов кратера на этой поверхности не сохранилось (см. Приложение 1).

Г. С. Горшков (1967) высказал мнение, что остров Топорковый в прошлом был частью острова Матуа. Возможно, при ином положении уровня моря так это и было, однако маловероятно, что он отчленился от основного острова в результате абразии. Скорее всего, это был небольшой эруптивный центр, наложенный на денудационный уровень морской террасы, подводной в настоящее время. А. В. Дегтерев (2013), опираясь на тефростратиграфические построения, полагает, что эруптивные центры Круглый и Топорковый образовались практически синхронно на рубеже позднего неоплейстоцена и голоцена.

Береговая линия о. Топорковый протяженностью 5,2 км полностью абразионная (см. Приложение 2). На скальных клифах высотой до 30 м местами, преимущественно на северо-восточной стороне острова, расположены небольшие разновысотные абразионные террасы длиной до 150 м и шириной до 50 м. Наибольшую протяженность (94 % береговой линии – два участка общей длиной 4880 м) занимает абразионный берег, сформированный в лавах и конгломератах; подчиненное значение

Рис. 8.1. Общий вид о. Топорковый

(6 % – два участка общей длиной 320 м) имеет абразионный берег с валунно-глыбовой отмосткой.

В геосистемном аспекте о. Топорковый – типичный образец орнитогенный геосистемы, системообразующим фактором для структурно-функциональных особенностей которой является крупное скопление морских колониальных птиц. Северная Пацифика в целом выделяется повышенной плотностью морских птиц; при отсутствии наземных хищников и человека птицы часто занимают при гнездовании весь остров, формируя своеобразные орнитогенные геосистемы (Иванов, 2013). При этом их возраст может насчитывать несколько тысячелетий, а изменениям подвергаются практически все природные компоненты и межкомпонентные отношения (формируются орнитогенный микрорельеф и почвенно-растительный покров, специфический химический состав поверхностных и грунтовых вод, своеобразный биогеохимический круговорот и т. п.). В данном случае принципиальным фактом является отсутствие лисиц, весьма многочисленных на о. Матуа, которые, очевидно, не могут перебраться через незамерзающий пролив. Возраст птичьей колонии составляет как минимум несколько веков, поскольку еще на первой карте острова, составленной в конце XIX в. по материалам Г. Сноу, о. Топорковый имеет название «Пуффинъ» (от англ. Tufted Puffine – топорок).

Рис. 8.2. Тихоокеанские чайки на о. Топорковый на гнездовом участке

Топорки, давшие название острову, составляют основу птичьей колонии (90 тыс. особей); также весьма велика численность глупышей (около 50 тыс. особей). Заметно меньшую численность имеют тихоокеанские чайки (350 особей) (рис. 8.2) и моевки (700). Известно также гнездование на острове северной и сизой качурки, единично фиксировалась гнездование краснолицого баклана. Общая численность колонии – около 150 тыс. особей (Артюхин и др., 2001). Птицы гнездятся почти исключительно на скальных клифах и прибрежных склонах крутизной от 10° до 45°; на вершинной поверхности острова в настоящее время гнезда не встречаются, хотя не исключено, что гнездование здесь было в прошлом.

Многовековая деятельность птиц существенным образом изменила верхнюю часть литогенной основы. Топорки при гнездовании ежегодно роют норы или обновляют или расчищают старые, перемещая при этом большой объем грунта, формируя иногда настоящие «подземные города» из нескольких этажей, а также создают сеть троп и «взлетных площадок» (Иванов и др., 2010). На поверхностях, где ежегодно происходит гнездование птиц, в результате орнитогенных турбаций формируются отложения нового типа, состоящие из коры выветривания лав, отходов жизнедеятельности птиц и травянистых растительных остатков, и происходит перемещение их вниз по склонам. Общая площадь прибрежных склонов с орнитогенной моделировкой – 11,3 га (более 10 % площади острова).

Рис. 8.3. Остров Топорковый. Орнитогенная моделировка рельефа в местах гнездования глупышей и топорков

Рис. 8.4. Орнитофильные растительные сообщества о. Топорковый

Этот органоминеральный слой постоянно перемешивается в результате рытья нор птицами и имеет сильно пересеченный кочковато-норный микрорельеф с перепадами относительных высот до 1 м. Средняя плотность птичьих нор на таких поверхностях 0,75–1,00 шт./м^2 (рис. 8.3).

Растительный покров острова – типичный пример фитоценозов, состоящих из ограниченного числа видов-орнитофилов. Растительные береговые сообщества представлены почти исключительно отдельными куртинами дудника Гмелина и ребросемянника уральского с проективным покрытием около 50 % (рис. 8.4); иногда к ним примешиваются бодяк камчатский, лабазник камчатский, вейник Лангсдорфа, колосняк мягкий.

Для вершинной поверхности острова характерно сочетание луговых сообществ с отдельными пятнами тундровой растительности, при этом под злаковыми лугами с вейником Лангсдорфа формируется необычайно мощная (15–18 см) и плотная упругая дернина.

На формирование почвенного покрова острова также значительное влияние оказали птицы (см. Приложение 3). На абразионных высоких берегах в местах обитания колоний птиц образуются специфические типы почв – орнитогенные петроземы и литоземы, имеющие маломощный орнитогенный горизонт, сформированный на плотной вулканической породе, а также орнитогенные мощные гравилисто-щебнистые почвы.

На рис. 8.5 показана схема распределения растительных сообществ и формируемых под ними почв. Как отмечалось выше, для острова характерна смена растительных ассоциаций: на обрывистых берегах, занятых колониями птиц, произрастают дудник Гмелина и ребросемянник уральский, выше по склону сменяющиеся высокотравной злаковой растительностью, которая в некоторых случаях может быть занята кустарничковой парцеллой. Кустарничковая растительность присутствует на северной стороне острова, а ее ареал вдоль береговой линии увеличиваются с востока на запад (см. Приложение 3).

Поверхности вблизи краевой части береговых уступов, обрывистых и ступенчатых берегов в местах колоний топорков заняты орнитоген-

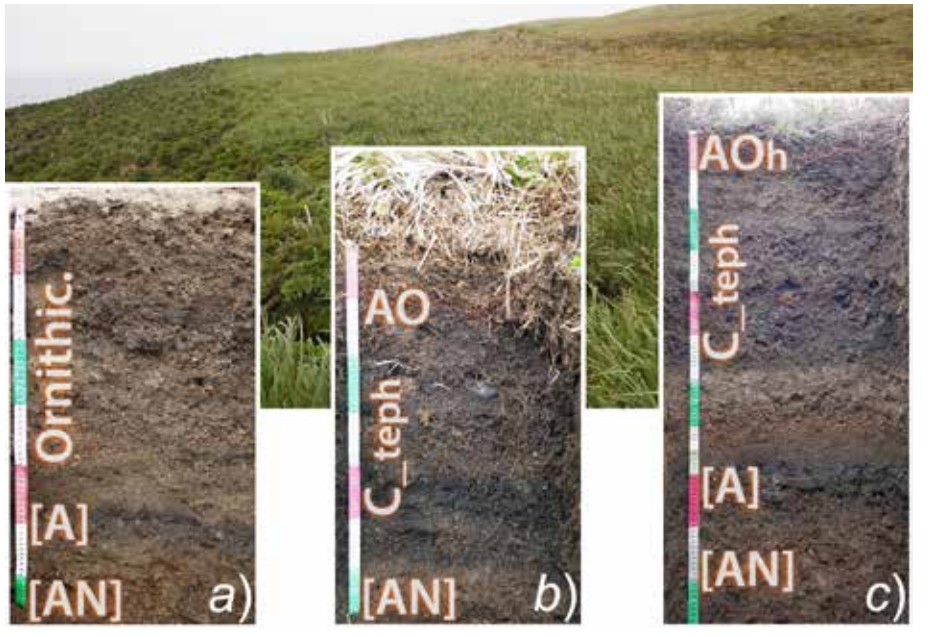


Рис. 8.5. Профили почв от берега вглубь острова: a) береговые орнитогенные почвы и крупнотравные растительные сообщества; b) мелко-торфянистые под злаковой растительностью; c) грубогумусовые перегнойные под верещатниковыми тундрами

ными мощными гравилисто-щебнистыми почвами на рыхлых пирокластических отложениях общей мощностью более 50 см. Напочвенный покров представлен отдельными экземплярами дудника Гмелина и ребросемянника уральского. На рис. 8.6 показан профиль орнитогенной мощной почвы на гравилисто-щебнистых пирокластических отложениях. По сути, орнитогенный слой в этих почвах представляет собой разрыхленную буровато-палевого цвета смесь сухоторфяного горизонта с метаболитами птиц.

Справа на рисунке приведены увеличенные изображения образцов орнитогенного слоя, взятых с различных глубин. Размер фракции 1 мм. Как видно, с глубиной количество органического вещества в агрегатах заметно уменьшается, что хорошо заметно по изменению цвета. В образце слоя 0–5 см материал представлен почвенными агрегатами пале-

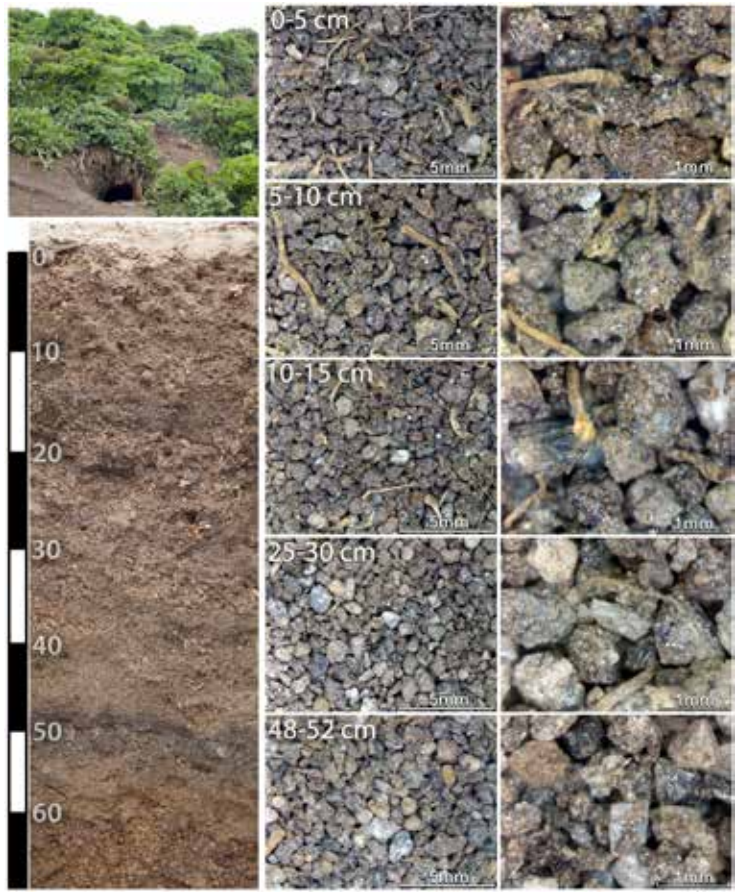


Рис. 8.6. Профиль орнитогенной мощной гравилисто-щебнистой почвы на рыхлых пирокластических отложениях о. Топорковый

Рис. 8.7. Сочетание тундровых сообществ (на переднем плане) и злаковых лугов на привершинной поверхности о. Топорковый. На заднем плане – о. Райкоке

во-бурого цвета, содержащими максимальное количество сильно разложившегося органического материала. В образцах с глубины 5–10 и 10–15 см количество почвенных агрегатов заметно меньше, содержание органического вещества в них тоже уменьшается, что отчетливо выражается в изменении цвета, близкого к минеральному субстрату.

В подстилающей почвообразующей породе можно видеть отдельные единичные агрегаты в массе пирокластического материала. Включения растительных остатков различной размерности и сохранности в большом количестве можно встретить до глубины 20–25 см; ниже растительные остатки и местами частички породы покрыты «шубой» из мелкозема, который, по всей вероятности, сцементирован гидрозолями алюминия и кремния.

Ландшафтно-геохимическая гетерогенность о. Топорковый определяется соседством тундровых, луговых и прибрежно-скальных элементарных геохимических ландшафтов (ЭЛ) (рис. 8.7), а их пространственные сочетания образуют структуру, близкую к концентрической.

Наибольшим разнообразием отличаются луговые ландшафты Н-класса, занимающие разные положения в структуре гетеролитных катен, сформировавшихся на позднеплейстоцен-голоценовых лавах и пирокластических отложениях. Они включают автономные ЭЛ с злаковы-

ми и разнотравно-злаковыми лугами и трансэлювиальные ЭЛ склонов, обращенных к морю. Их средние части заняты колосняковыми лугами на мелкоторфянистых почвах с невысоким содержанием Сорг (3,6 %) и развитой щелочно-кислотной зональностью, проявляющейся в переходе от слабокислой среды органогенных горизонтов (pH=5,5) к нейтральной (pH=6,2) в минеральных.

В нижних частях склонов усложняется фракционная структура травянистой фитомассы лугов благодаря увеличению числа видов злаков, появлению крупнотравья (дудник Гмелина) и участию орнитофильных видов (рис. 8.8). Противоречивость функционирования луговых ЭЛ в условиях прессинга со стороны колониальных птиц проявляется в том, что при увеличении разнообразия орнитофильных растений отмечаются снижение проективного покрытия и изреживание травяного яруса, формирование своеобразных орнитогенных петроземов и резкое увеличение их кислотности (pH=4,14). Такая тенденция четко прослеживается при сравнении с ЭЛ верхних звеньев катен. Увеличение кислотности почв связано с агрессивностью продуктов трансформации экскрементов птиц и отмечается для других островных орнитогенных геосистем Северной Пацифики (Иванов, Авессаломова, 2012). Появление таких ЭЛ в структуре катен провоцирует контрастность миграционных обстановок вследствие влияния орнитогенного фактора и определяет своеобразие о. Топорковый, отличающее его от о. Матуа, где колонии птиц не имеют площадного распространения.

Рис. 8.8. Трансэлювиальные геохимические ландшафты с разреженными крупнотравными лугами и злаковыми кочкарниками на крутых береговых склонах

В восточной части острова среди разнотравно-злаковых лугов встречаются долинообразные понижения, четко выделяющиеся по распространению крупнотравья и преобладанию в органогенных горизонтах грубого гумуса. В северной части острова структура катен усложняется: в автономных позициях появляются разнотравно-злаково-шикшевые верещатниковые тундры. Для этих ландшафтов Н-класса характерны усиление детритогенеза, кислая среда перегнойных горизонтов (pH=4,7) и снижение кислотности в минеральных (pH=6,0).

Один из индикаторов влияния птиц – увеличение содержания фосфора в орнитогенных петроземах (0,4 %) по сравнению с почвами сопряженных с ними ЭЛ верхних звеньев катен. По уровню его содержания эти почвы на порядок отличаются от почв о. Матуа (0,07 %) и тефры (0,08 %). Сходная ситуация отмечается и в донных отложениях ручейков в восточной части о. Топорковый, в которых концентрация фосфора заметно выше (0,2 %) по сравнению с ручьями в бухте Айну, где фосфор обнаруживается далеко не всегда.

Зольность колосняка на лугах орнитогенных ЭЛ о. Топорковый (5,8–8,0 %) выше по сравнению с его пионерными группировками на низкой террасе о. Матуа. Это подтверждает выявленную ранее тенденцию к увеличению зольности этого вида при улучшении трофности местообитаний и обеспеченности биогенными элементами, в частности, фосфором. Несмотря на близкий уровень накопления фосфора колосняком на обоих островах, на о. Топорковый выявлено увеличение его содержаний в лугах на орнитогенных петроземах (более 30 000 мг/кг) по сравнению с колосняковыми лугами в средней части склонов (20 000 мг/кг), что согласуется с более высокой обеспеченностью почв фосфором. Для доминантов тундровых ландшафтов (шикша) различий в биологическом поглощении элементов с шикшевниками о. Матуа не обнаружено; однако, требуется дополнительная проверка в связи с ограниченностью данных по о. Топорковый.

Сравнение аквальных комплексов небольших озерков о. Топорковый (рис. 8.9) и о. Матуа показало как общие черты их вод, так и различия, которые выявляются для отдельных гидрохимических показателей. Все озерные воды относятся к ультрапресным хлоридно-натриевым. При этом воды озера на о. Топорковый отличаются более высокой минерализацией (105 мг/л) и содержанием хлора, натрия, калия и магния, особенно по сравнению с водами озер заболоченных западин на о. Матуа. В солевом составе вод доля хлора возрастает с 31 % экв до 36 % экв, а натрия – с 32 до 37 % экв, что связано с увеличением роли аэральных потоков с моря, импульверизацией солей и ветровых нагонов при поступлении талассофильных элементов на территорию маленького острова. Большее содержание калия (1,7 мг/л) в озерных водах о. Топорковый по

Рис. 8.9. Небольшие озерки на о.Топорковый с повышенным содержанием в водах биогенных элементов

Рис. 8.10. Вход в один из тоннелей, выдолбленных в базальтовой скале в восточной части о. Топорковый

сравнению с озерами о. Матуа (0,6–1,4 мг/л) может быть обусловлено включением в водную миграцию продуктов метаболизма колониальных птиц. Частично это подтверждается увеличением содержания органического фосфораг (9,7 мкг/л) по сравнению с минеральным фосфором (6,8 мкг/л), хотя сходное сочетание растворенных форм зафиксировано и в водах озер заболоченных западин о. Матуа, где накопление органического фосфора связано с биогенезом.

Среди тяжелых металлов и металлоидов наибольшие расхождения содержаний в озерных водах обнаружены для железа. По сравнению с разными группами озер о. Матуа концентрация растворенных форм этого элемента в озерках о. Топорковый оказалась наименьшей (21,1 мкг/л), вероятно, в связи с отсутствием на острове антропогенных источников загрязнения вод железом (ржавеющие остатки военной техники и т. п.). На о. Матуа содержание железа выше в озерах как суффозионных (133–271 мкг/л), так и заболоченных западин (70–181 мкг/л). Противоположное положение занимают редкоземельные элементы (иттрий и большинство лантаноидов). Их содержания в озерных водах

о. Топорковый на порядок выше по сравнению с водами озер, родников и ручьев о. Матуа. Такое различие может быть связано с особенностями литогенной основы локального вулканического очага на о. Топорковый, несмотря на его положение в зоне влияния вулкана Пик Сарычева и продуктов его извержений.

Анализ геохимических параметров показывает, что, несмотря на небольшие размеры, о. Топорковый может рассматриваться как целостная самостоятельная ландшафтно-геохимическая система. Ее внутренняя неоднородность сформировалась под влиянием комплекса факторов, в состав которых, в отличие от о. Матуа, входит орнитогенный фактор. Активность зоогенеза создает предпосылки для трансформации фитоценозов и почв и включения продуктов метаболизма птиц в водную миграцию, что способствует увеличению ландшафтно-геохимического своеобразия острова.

Как и о. Матуа, значительная часть о. Топорковый занята противотанковыми рвами, траншеями, воронками и другими милитаригенными объектами, значительно превосходящими размеры аналогов на о. Матуа. В нескольких местах в скальном основании выдолблены тоннели, уходящие вглубь острова (рис. 8.10). Существует предположение, что во время Второй мировой войны острова Матуа и Топорковый были соединены подводным тоннелем, однако в настоящее время все тоннели завалены, поэтому подтвердить или опровергнуть эту гипотезу сложно.

9 ТОПОНИМИКА ОСТРОВА

Топонимы о. Матуа, как и большинства других островов Курильской гряды, связаны с историей его открытия и освоения и наличием выдающихся природных объектов. По окончании Второй мировой войны, когда Курильские острова перешли под юрисдикцию СССР, возникла необходимость переименования японских топонимов в русские (Ефремов, 1962; Пыжьянов, 1998) и нанесения их на топографические карты.

Название острова Матуа имеет айнское происхождение, однако этимология его до конца неясна (Акулов, 2007). По одной из версий, это русифицированное айнское название Матова, обозначающее «рядом есть еще один остров» (Краткая историческая..., 2016). По другой версии, Матуа переводится с айнского как «маленькие горящие заливчики» (РИА Новости, «вулкан Пик Сарычева», https://ria.ru/20090615/174434302.html). В Википедии также высказано предположение, что Матуа может переводиться как «Адская пасть», что может быть связано с глубоким кратером действующего вулкана с отвесными стенами («остров Матуа», https://ru.wikipedia.org/wiki/matua).

Проливы, отделяющие о. Матуа от соседних островов Райкоке и Расшуа, получили названия в начале XIX в. В июле 1805 г. И. Ф. Крузенштерн в ходе экспедиции по изучению Курильских островов назвал пролив между островами Матуа и Расшуа в честь своего корабля проливом Надежды, а в 1812–1813 гг. офицер П. И. Рикорд, участвовавший ранее в экспедиции под руководством В. М. Головнина, первым прошел пролив между островами Райкоке и Матуа и назвал его в честь своего командира проливом Головнина (Сергеев, 1947).

На крупномасштабной топографической карте о. Матуа в настоящее время имеется 10 топонимов, связанных в основном с бухтами, мысами, вулканическими аппаратами, а также существовавшими в прошлом населенными пунктами на острове.

Бухта Айну – один из старейших топонимов острова, это название имелось еще на схематичной карте о. Матуа, составленной в конце XIX в. по материалам Г. Сноу. Название бухты связано с поселением

айнов, которое длительное время существовало в бухте и также было отмечено на этой карте.

Бухта Двойная получила название благодаря небольшому безымянному мысу, разделяющему бухту на востоке острова на две части. В зависимости от направления ветров суда могли использовать либо северную, либо южную части бухты, из-за чего ее иногда называли лучшей для стоянки судов из всех бухт Курильской гряды (Соловьев, 1945).

Еще одна большая бухта на юге острова на топокарте почему-то не имеет названия, хотя по размерам не уступает бухтам Айну и Двойная. На морской навигационной карте эта бухта имеет название Океанская, что не совсем понятно, поскольку она ориентирована не строго в сторону Тихого океана. В наших исследованиях, как и в других экспедициях (Гришин, Терехина, 2012), эта бухта называлась Южная.

Помимо бухт, другие природные объекты в береговой зоне острова, имеющие собственные названия – мысы, сложенные устойчивыми к абразии вулканическими лавами. Названия мысов Пологий и Клюв отражают их морфологическое строение.

Мыс Пологий, разделяющий бухты Айну и Южная, довольно глубоко прослеживается вглубь острова и полого спускается к береговой линии. В основании мыса в скальных породах находится двухэтажный японский береговой дот. Мыс Клюв, замыкающий с севера бухту Двойная, в плане имеет характерную форму, напоминающую клюв птицы.

Происхождения названия самого северного мыса на острове – Лисий – не вполне ясно. По всей видимости, раньше в районе мыса обитало много лисиц, которые бросились в глаза участникам первой послевоенной топонимической экспедиции, однако затем лисицы, вероятно, погибли при сильных вулканических извержениях, поскольку северная часть острова подвержена воздействию лавовых и пирокластических потоков и пирокластических волн. В экспедиции 2016 г. в районе мыса Лисий не было встречено ни одной лисицы, хотя они были вполне обычны в других районах острова.

Название еще одного мыса на юго-востоке острова – Орлова – также вызывает споры. На первых русских картах этот мыс назывался Скалистый. Позднее он был переименован и получил название по фамилии шкипера Андреяна Юрлова, который с торговым судном провел на о. Матуа зиму 1756/57 г. Однако затем на новых топографических картах Юрлов был изменен на более распространенный в русском языке Орлов. В итоге на морской навигационной карте этот мыс до сих пор носит название мыс Юрлова, а на топографической карте – мыс Орлова.

В основе о. Матуа лежат вулканические образования разного возраста и размеров, поэтому неудивительно, что вулканические аппараты нашли отражение в топонимике острова. В июле 1805 г. высокий дымящийся конус вулкана на о. Матуа И. Ф. Крузенштерн назвал Пиком Сарычева в честь известного российского гидрографа, почетного члена Петербургской Академии наук адмирала Г. А. Сарычева, который проводил исследования Курильских островов в конце XVIII в. и первым точно установил географическое положение о. Матуа. В дальнейшем слово «пик» исчезло из названия, и на современной топографической карте вершина имеет название вулкан Сарычева.

Другой вулканический аппарат, отмеченный на топокарте острова, сопка Круглая, получил свое название из-за морфологических особен-

Рис. 9.1. Топонимика о. Матуа

ностей. Сопка возвышается на 50–60 м на субгоризонтальной поверхности морской террасы, и ее основание имеет форму почти идеального круга диаметром около 400 м. Примечательно, что расположенная рядом сопка Плоская, имеющая, вероятно, тот же генезис и возраст, но не так четко выделяющаяся в рельефе, не отражена на топографической карте, хотя ее площадь в 11 раз больше, чем Круглой.

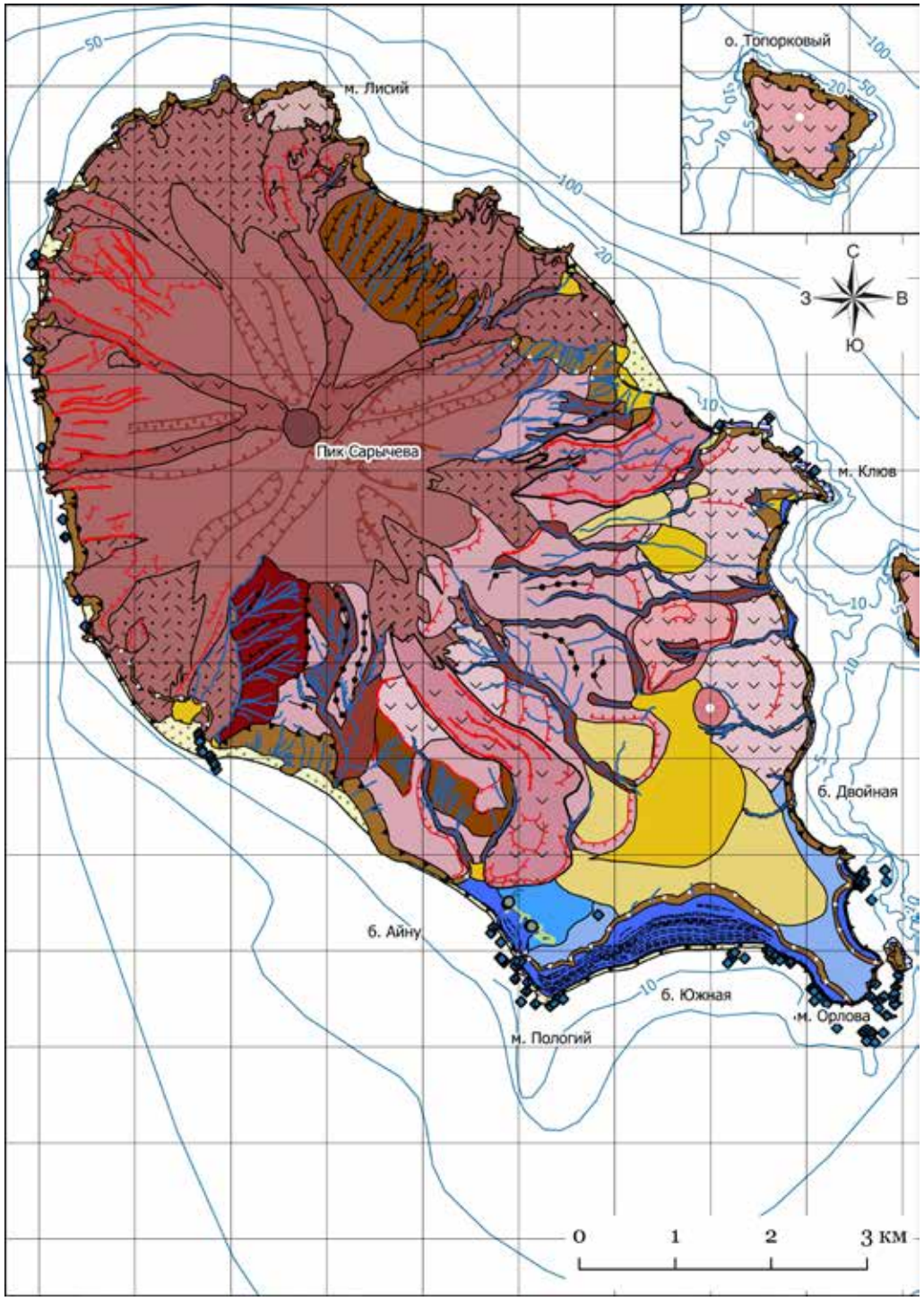
Наконец, на топокарту нанесены два поселка, ныне нежилые. Один из них – Сарычево – получил название также в честь адмирала Г. А. Сарычева. Второй поселок – Губановка – назван именем полковника Губанова, который с ноября 1945 г. был командиром военного гарнизона на о. Матуа.

Отмеченных на топографической карте топонимов недостаточно для полевых работ, поэтому в ходе экспедиционных исследований в разные годы использовался целый ряд неофициальных топонимов, предложенных участниками экспедиций; некоторые из них достаточно прочно вошли в полевой лексикон (рис. 9.1). Большинство из них отражает выделяющиеся в том или ином аспекте природные особенности различных объектов. На одном из топонимов следует остановиться подробнее. Бухту, ближайшую к северу от бухты Айну, участниками экспедиции 2017 г. было предложено назвать бухтой Кравчуновской.

Екатерина Кравчуновская – коренная москвичка, выпускница географического факультета МГУ, который она окончила в 2005 г. с красным дипломом. Но работать решила не в Москве, а в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН на Камчатке, в котором проходила производственную и преддипломную практики. После Симуширских землетрясений и вызванных ими цунами в 2006–2007 гг. она несколько раз участвовала в составе экспедиций на о. Матуа и других островах Курильской гряды, изучая влияние цунами и палеоцунами на природные комплексы береговой зоны. Ею опубликован ряд интересных работ по о. Матуа (Кравчуновская и др., 2008; Пинегина, Кравчуновская, 2010 и др.). Катя погибла в марте 2013 г. на перевале в Авачинской группе вулканов на Камчатке, пытаясь спасти жизнь товарища.

Приложения

Карты островов Матуа и Топорковый



1. Вулканический и денудационно-вулканический рельеф	Позднеголоценового возраста (вулкан Сарычева)	Позднеплейстоцен-раннеголоценового возраста (вулканические центры Круглый, Топорковый, Плоский)	Средне-позднеплейстоценового возраста (вулкан Матуа)
1.1. Вулканические кратеры			
1.1.1. Активные			
1.1.2. Древние			
1.2. Вершины небольших вулканических аппаратов			
1.3. Внешние преимущественно аккумулятивные склоны вулканических построек			
1.3.1. Крутые (преимущественно более 15–20о) склоны вулканических аппаратов, образованные переслаивающимися лавами и пирокластикой			
1.3.2. Наклонные, ступенчатые поверхности лавовых потоков средней крутизны (преимущественно 10–20°)			
1.3.3. Пологонаклонные (менее 5–8°) поверхности лавовых потоков (лавовые плато) с пологоволнистым, иногда ступенчатым рельефом, в том числе перекрытые чехлом пролювиально-селевых и пирокластических отложений			
1.3.4. Крутые (более 25–30°) густо расчлененные склоны вулканических построек существенно переработанные эрозионно-денудационными процессами			
1.4. Крупные лавовые потоки и системы потоков, отчетливо выраженные в рельефе			
1.5. Фронтальные и боковые уступы лавовых потоков, уступы продольного профиля			
1.6. Боковые и продольные гребни и гряды на лавовых потоках			
1.7. Зоны аккумуляции пирокластических потоков, осложненные селевыми врезами и частично перекрытые пролювиально-селевыми отложениями			
1.8. Бровки денудационно-вулканических ложбин и барранкос			
1.9. Стенки срыва обломочных лавин			
1.10. Гребни, образовавшиеся за счет эрозионно-денудационного расчленения склонов разновозрастных вулканических построек			
1.10.1. Округловершинные			
1.10.2. Островершинные			

2. Тектоно-денудационный рельеф

2.1. Тектоно-денудационные склоны (поверхности сместителей крупных сбросов, существенно переработанные денудацией)

3. Прибрежно-морской рельеф

3.1. Разновысотные комплексы аккумулятивных и аккумулятивно-абразионных морских террас, перекрытые почвенно-пирокластическим чехлом:

а – на высотах до 10 м; б – на высотах 10–25 м

в – на высотах 25–45 м

3.2. Современная абразионная терраса (надводная часть бенча) с высотами фоновой поверхности до 5 м н. у. м.

3.3. Пляжи

3.4. Абразионные и абразионно-денудационные склоны

3.5. Бровки абразионных и абразионно-денудационных склонов, абразионные и абразионно-денудационные склоны, не выраженные в масштабе карты:

а – активные; б – отмершие

3.6. Абразионные останцы (кекуры)

3.7. Береговые валы

4. Селевой и флювиально-селевой рельеф позднеплейстоцен-голоценового возраста

4.1. Борта и днища крупных эрозионно-селевые врезов

4.2. Тальвеги эрозионно-селевых врезов, небольшие эрозионно-селевые врезы, не выраженные в масштабе карты (Многочисленные мелкие эрозионно-селевые врезы на молодой пирокластике на карте не отражены)

4.3. Морфологически выраженные селевые и пролювиально-селевые зоны аккумуляции:

а – молодые (позднеголоценовые);

б – древние (разных генераций)

5. Суффозионный рельеф позднеголоценового возраста

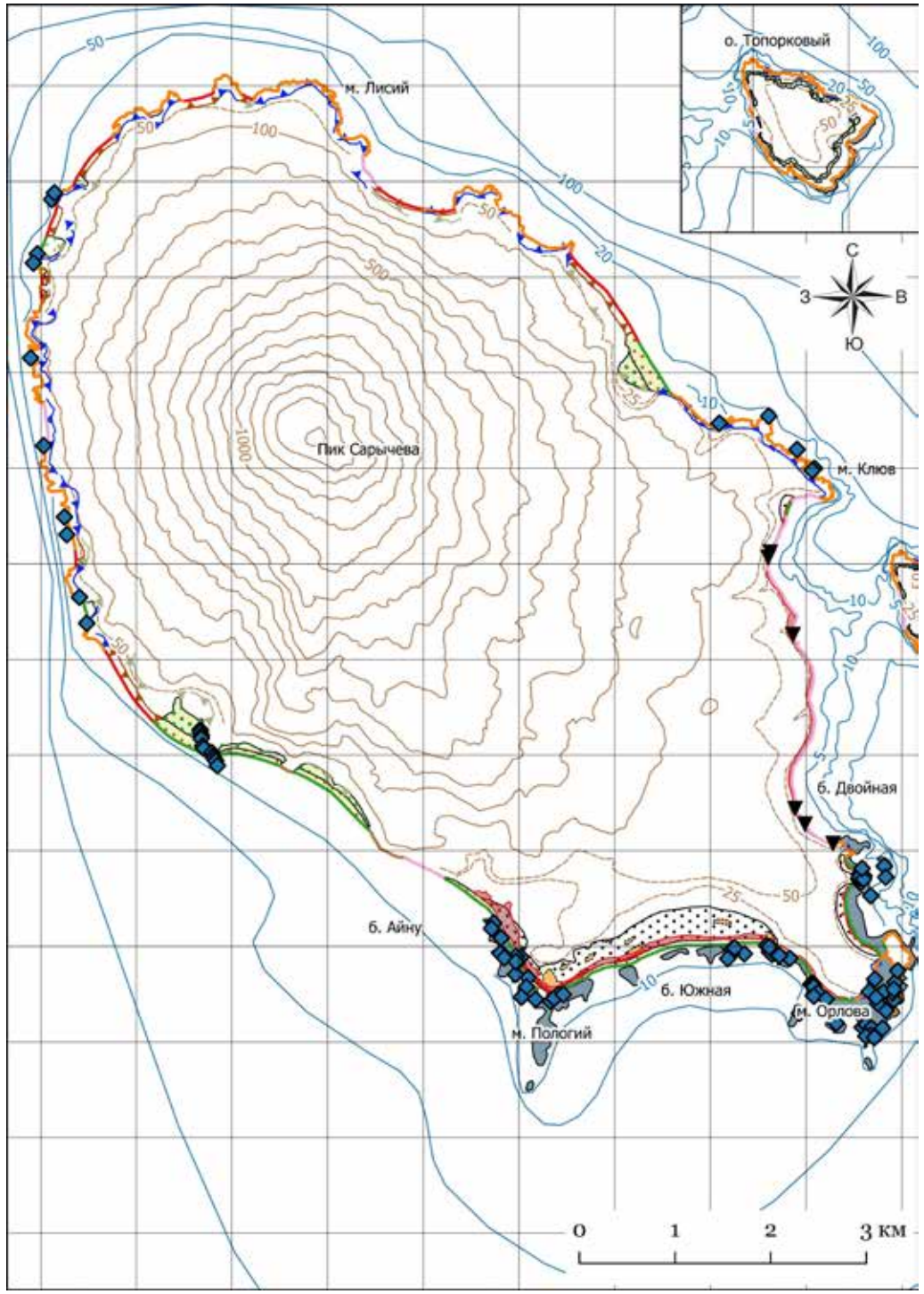
5.1. Суффозионные микропедименты

5.2. Отдельные суффозионные воронки и просадки, не выраженные в масштабе карты

6. Прочие обозначения

6.1. Береговая линия по состоянию на июнь 2016 г.

6.2. Геоморфологические границы



Условные обозначения к приложению 2

1. Типы берегов

- Абразионные, выработанные в эффузивных породах и литифицированной пирокластике различного возраста
- Абразионные, выработанные в рыхлой пирокластике позднеголоценового возраста и пролювиально-селевых отложениях
- Абразионно-денудационные с валунной отмосткой, выработанные в эффузивах и литифицированной пирокластике различного возраста
- Абразионно-денудационные, бронированные крупными сейсмообвальными телами, выработанные в эффузивах и литифицированной пирокластике различного возраста
- Аккумулятивные, сложенные современными прибрежно-морскими отложениями

2. Формы рельефа, характеризующие типы берегов

2.1. Формы абразии и размыва

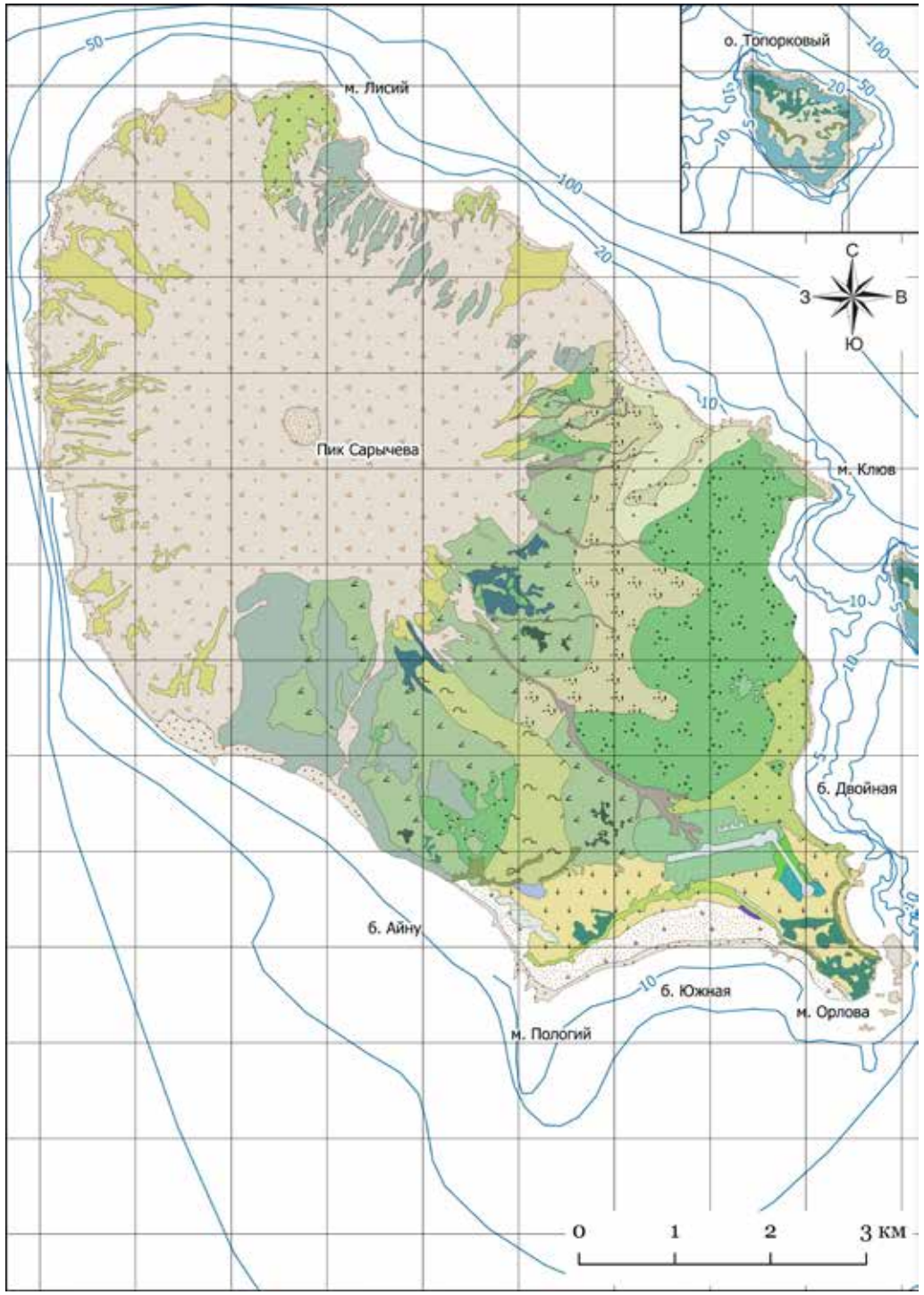
- Активные клифы в скальных породах
- Отмершие уступы размыва на молодых зонах аккумуляции пирокластических потоков
- Активные уступы размыва на молодых зонах аккумуляции пирокластических потоков
- Свежие уступы размыва аккумулятивных морских террас
- Поверхности с формами цунамигенного размыва
- Абразионные останцы (кекуры)
- Скальные бенчи на уровне осушки

2.2. Формы аккумуляции

- Голоценовые аккумулятивные морские террасы
- Современные аккумулятивные террасы
- Свежие береговые валы
- Карманные пляжи
- Дюнные массивы

2.3. Техногенные и биогенные формы

- Техногенно измененные участки берегов
- Поверхности клифов с орнитогенной моделировкой



Условные обозначения к приложению 3

Торфяные почвы

- Торфяные эутрофные слоисто-пепловые злаково-осоково-ситниковые

Органо-аккумулятивные почвы

- Грубогумусовые типичные злаковые гравилисто-щебнистые на вулканических отложениях
- Грубогумусовые типичные высокотравные гравилисто-щебнистые на вулканических отложениях
- Грубогумусовые типичные разнотравные гравилисто-щебнистые на вулканических отложениях
- Грубогумусовые стратифицированные злаковые гравилисто-щебнистые на вулканических отложениях
- Грубогумусовые стратифицированные высокотравные гравилисто-щебнистые на вулканических отложениях
- Грубогумусовые стратифицированные злаковые и кустарничковые гравилисто-щебнистые на вулканических отложениях
- Грубогумусовые стратифицированные высокотравные и мелкоторфянистые стратифицированные папоротниковые гравилисто-щебнистые на вулканических отложениях
- Грубогумусовые стратифицированные перегнойные кустарничковые гравилисто-щебнистые на вулканических отложениях
- Грубогумусовые стратифицированные пирогенные гравилисто-щебнистые на вулканических отложениях
- Грубогумусово-стратифицированные на гравилисто-щебнистых вулканических отложениях
- Грубогумусовые перегнойные кустарничковые гравилисто-щебнистые на вулканических отложениях
- Грубогумусовые перегнойные глубоко-оглееные контактно-окисленные кустарничковые гравилисто-щебнистые на вулканических отложениях
- Торфянистые грунтово-ожелезненные зеленомошные на песчаных слоистых прибрежно-морских отложениях
- Мелкоторфянистые злаковые гравилисто-щебнистые на вулканических отложениях
- Мелкоторфянистые стратифицированные папоротниковые гравилисто-щебнистые на вулканических отложениях

Слаборазвитые почвы и литоземы

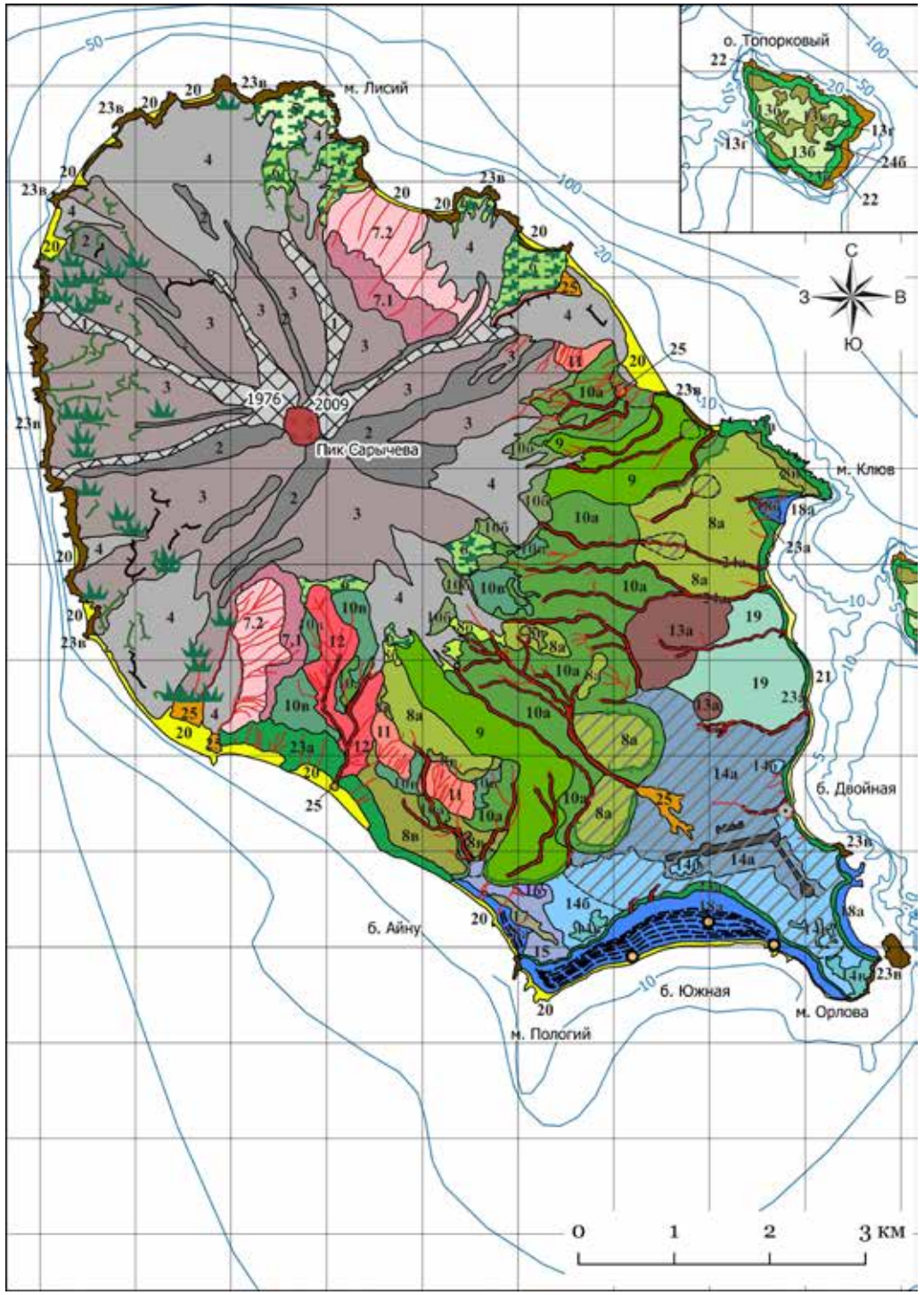
- Орнитогенные петроземы и литоземы и орнитогенные мощные гравилисто-щебнистые на вулканических отложениях
- Псаммоземы гумусовые на песчаных слоистых прибрежно-морских отложениях
- Перегнойно-мелкоторфянисто-литоземы и петроземы стратифицированные на вулканических отложениях
- Петроземы, скальные обнажения и каменистые россыпи

Техногенные поверхностные образования (ТПО)

- Абралиты грубогумусовые гравилисто-щебнистые на слое 7–11 вулканических отложений
- Абралиты гумусово-слаборазвитые легкосуглинистые слабо скелетные на слое 15 вулканических отложений
- Абралиты гумусово-слаборазвитые супесчаные сильно скелетные на слое 35 вулканических отложений
- Сооружения, постройки

Непочвенные образования

- Кратер вулкана
- Вулканические отложения
- Лишенные почвенного покрова поверхности зон транзита и аккумуляции лахаров
- Скальные обнажения
- Поверхности современных пляжей и бенчей



ПТК вулкана Пик Сарычева

Вулканические пустыни без почвенно-растительного покрова

1 Лавовые потоки современных извержений

2 Лавовые потоки голоценовых извержений, выраженные в рельефе

3 Крутые склоны (20–40°), сложенные переслаивающимися лавами и пирокластическими отложениями

4 Участки аккумуляции пирокластических отложений

ПТК склонов вулкана с фрагментами пионерной растительности

5 Выположенные поверхности лавовых потоков («лавовые плато») под разреженными злаковыми лугами с шиповником

6 Склоны различной крутизны, сложенные переслаивающимися лавами и пирокластикой, под разреженными разнотравно-злаковыми лугами

ПТК тектоно-денудационных склонов

7. Крупные тектонические сбросы (?), переработанные денудацией:

7.1 отвесные склоны без почвенно-растительного комплекса

7.2 очень крутые склоны (до 60°) с лавинно-селевыми камнепадными лотками, разделенными гребнями с разреженными разнотравно-злаковыми лугами

ПТК вулкана Матуа

ПТК плейстоценовых вулканических построек

8. Выположенные поверхности лавовых потоков («лавовые плато»), пологонаклонные и субгоризонтальные, с грубогумусовыми стратифицированными почвами под:

8а ольховниками крупнотравными и злаковыми

8б мертвыми ольховниками в зоне поражения пирокластическими волнами

8в разнотравно-злаковыми лугами и луго-тундрами

9 Крупные лавовые потоки и системы потоков, со склонами крутизной до 20–25°, ступенчатые, с фронтальными и боковыми уступами, с перегнойно-мелкоторфянистыми литоземами и петроземами, а также грубогумусовыми стратифицированными почвами под ольховниками разнотравно-злаковыми и разнотравно-папоротниковыми в сочетании с верещатниковыми тундрами и злаковыми лугами

10. Склоны древних вулканических построек различной крутизны, расчлененные флювиально-селевыми долинами, с грубогумусовыми и мелкоторфянистыми стратифицированными почвами под:

10а ольховниками злаковыми и папоротниково-крупнотравными

10б мертвыми ольховниками в зоне поражения пирокластическими волнами

10в разнотравно-злаковыми лугами и луго-тундрами

11 крутые склоны (до 40–45°), переработанные эрозионно-денудационными процессами, густо расчлененные лавинно-селевыми лотками, разделенными гребнями с разреженными разнотравно-злаковыми лугами на петроземах

12 Очень крутые склоны (до 60°) эрозионно-селевых долин под разреженными разнотравно-злаковыми лугами на петроземах и скальных обнажениях

13. Обособленные вулканические центры с пологоволнистыми или куполообразными вершинными поверхностями под:

13а ольховниками злаково-папоротниковыми на мелкоторфянистых стратифицированных почвах и ольховниками крупнотравными на грубогумусовых стратифицированных почвах на крутых склонах

13б злаковыми высокотравными лугами на мелкоторфянистых почвах с мощной дерниной

13в верещатниковыми тундрами на грубогумусовых перегнойных почвах

13г крупнотравными и высокотравными лугами на грубогумусовых типичных почвах

ПТК морских террас

Морские террасы высокого уровня (25–50 м)

14. Субгоризонтальные, сложенные галечниками и песками на цоколе вулканических пород, на значительной площади перекрытые древними и современными отложениями лахаров, под:

14а ольховниками разнотравно-злаковыми и крупнотравными на грубогумусовых стратифицированных и типичных почвах

14б разнотравно-злаковыми лугами и луго-тундрами на грубогумусовых типичных почвах

14в верещатниковыми тундрами на грубогумусовых перегнойных почвах

Морские террасы среднего уровня (10–25 м)

15 Пологонаклонные к морю, сложенные галечниками и песками, цокольные (?), под злаковыми лугами с фрагментами верещатниковых тундр и ольховников разнотравных на грубогумусовых типичных почвах

16 Покато- и пологонаклонные поверхности в зоне разгрузки грунтовых вод под осоково-кустарничковыми тундрами на грубогумусовых перегнойных глубоко оглеенных почвах

17 Эрозионно-суффозионная ложбина в зоне разгрузки грунтовых вод, расчлененная мелкими эрозионными врезами, под злаково-осоково-ситниковыми сообществами на торфяных евтрофных слоисто-пепловых почвах

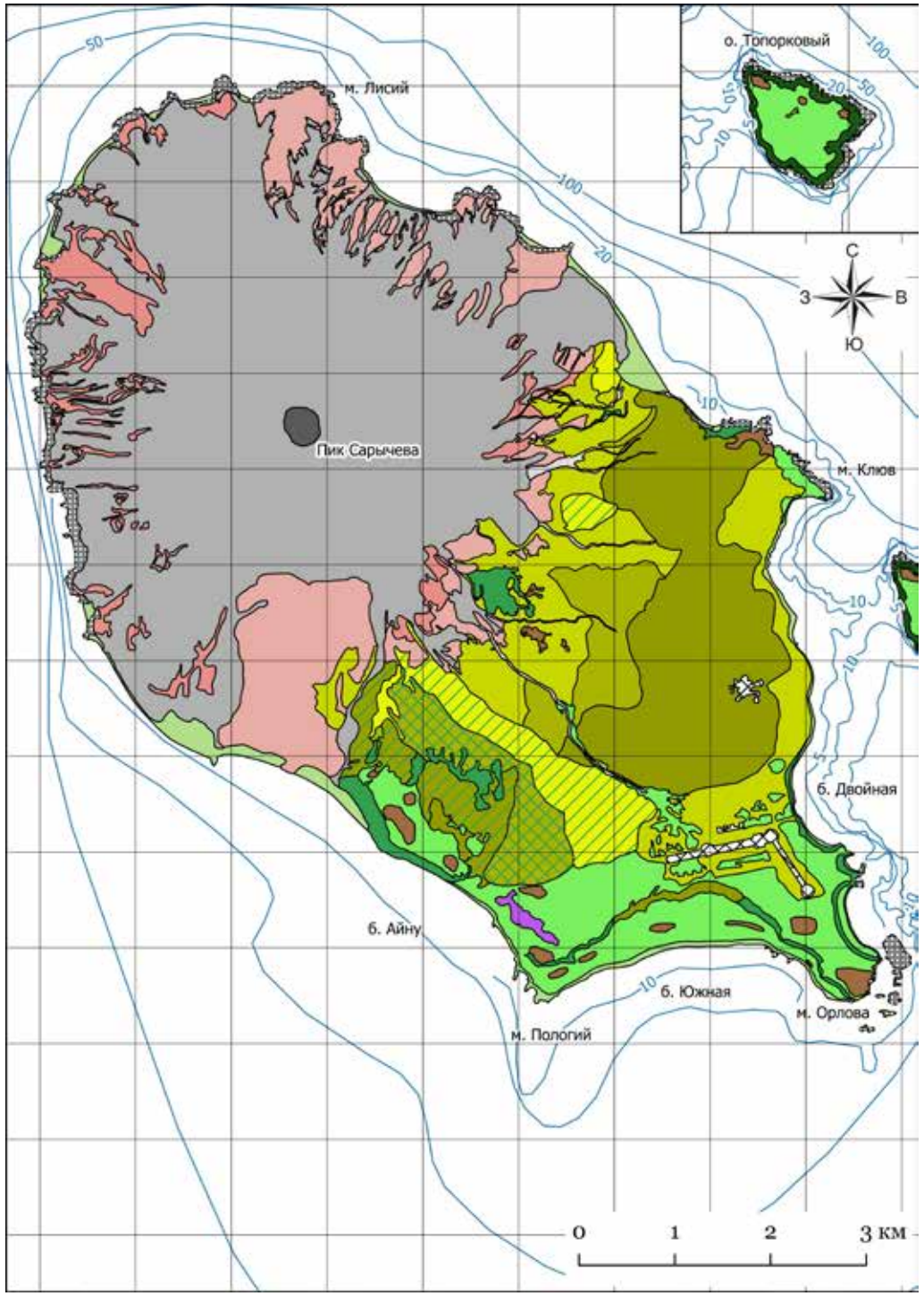
Морские террасы низкого уровня (2–10 м)

18. Ступенчатые, сложенные песками с прослоями цунамигенных осадков и тефры, существенно переработанные цунами, под:

18а злаковыми и разнотравно-злаковыми лугами на псаммозёмах гумусовых

18б ольховниками разнотравно-злаковыми на грубогумусовых типичных почвах

Продолжение на стр. 247



Продолжение условных обозначений к приложению 4

Поверхности проблематичного генезиса (50–80 м)

- 19 Субгоризонтальные и слабонаклоненные, перекрытые мощным почвенно-пирокластическим чехлом, под ольховниками высокотравными и разнотравными на грубогумусовых типичных и стратифицированных почвах

Береговые ПТК

- 20 Пляжи песчано-галечниковые, сложенные переработанными пирокластическими отложениями, без почвенно-растительного комплекса
- 21 Пляжи галечниково-валунные с фрагментами низкой морской террасы под разнотравно-колосняковыми сообществами на псаммоземах
- 22 Надводная часть бенча без почвенно-растительного покрова

23. Абразионно-денудационные склоны, крутые (до 40–60°), с выходами коренных пород:

- 23а под злаково-разнотравными лугами и ольховниками высокотравными на грубогумусовых типичных и стратифицированных почвах
- 23б под крупнотравными и злаковыми лугами на орнитогенных почвах
- 23в без почвенно-растительного комплекса

ПТК флювиально-селевой сети

24. Долинообразные понижения различной формы:

- 24а под ольховниками крупнотравными на слаборазвитых слоистых перегнойных почвах
- 24б под крупнотравными лугами на орнитогенных почвах
- 25 Конусы выноса лахаров 2009 г., зарастающие пионерной растительностью

Прочие обозначения

- Границы ПТК
- Предполагаемые границы древних конусов выноса
- Кратер действующего вулкана

Фронтальные и боковые уступы лавовых потоков:

- без растительности
- с пионерной растительностью
- Участки локализации пионерной растительности на склонах вулкана
- Эрозионные врезы
- Поверхности, перекрытые древними отложениями лахаров
- Береговые валы
- Отдельные дюны
- Часовня
- Техногенные комплексы
- 2009 Год излияния лавового потока

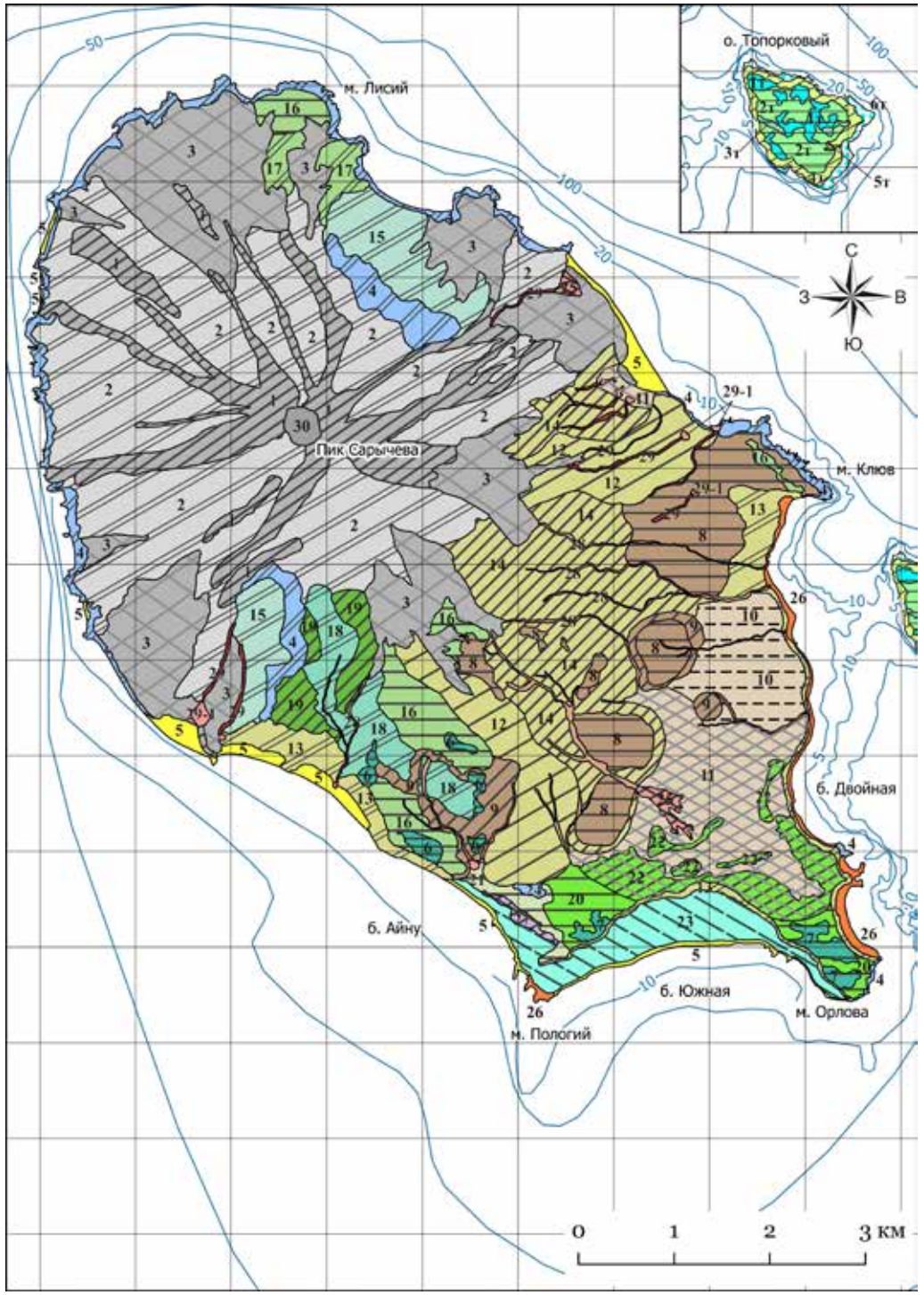
Условные обозначения к приложению 5

Растительные сообщества

- Серийный ряд растительности морских берегов
- Орнитогенные береговые сообщества о. Топорковый
- Злаковые и разнотравно-злаковые луга пролювиальных террас и вулканических плато
- Разнотравные и разнотравно-злаковые луга склонов вулкана
- Разнотравно-злаково-шикшевые (с брусникой) верещатниковые тундры
- Ольховники разнотравные
- Ольховники злаковые и разнотравно-злаковые
- Ольховники папоротниковые
- Ольховники высокотравные
- Ольховники разнотравно-хвощевые
- Злаково-осоково-ситниковые болота
- Ольховники разнотравные в сочетании с злаковыми и разнотравно-злаковыми лугами
- Ольховники разнотравно-злаковые в сочетании с злаковыми лугами и разнотравно-злаково-шикшевыми верещатниковыми тундрами
- Ольховники разнотравные и высокотравные в сочетании с разнотравными и высокотравными лугами на склонах
- Разреженные сообщества пеннелианта кустарниково-го на свежих пирокластических потоках
- Пионерные разнотравно-злаковые сообщества на старых пирокластических потоках

Прочие обозначения

- Вулканическая пустыня
- Кратер вулкана
- Скальные обнажения и каменистые россыпи
- Лахар
- Строения

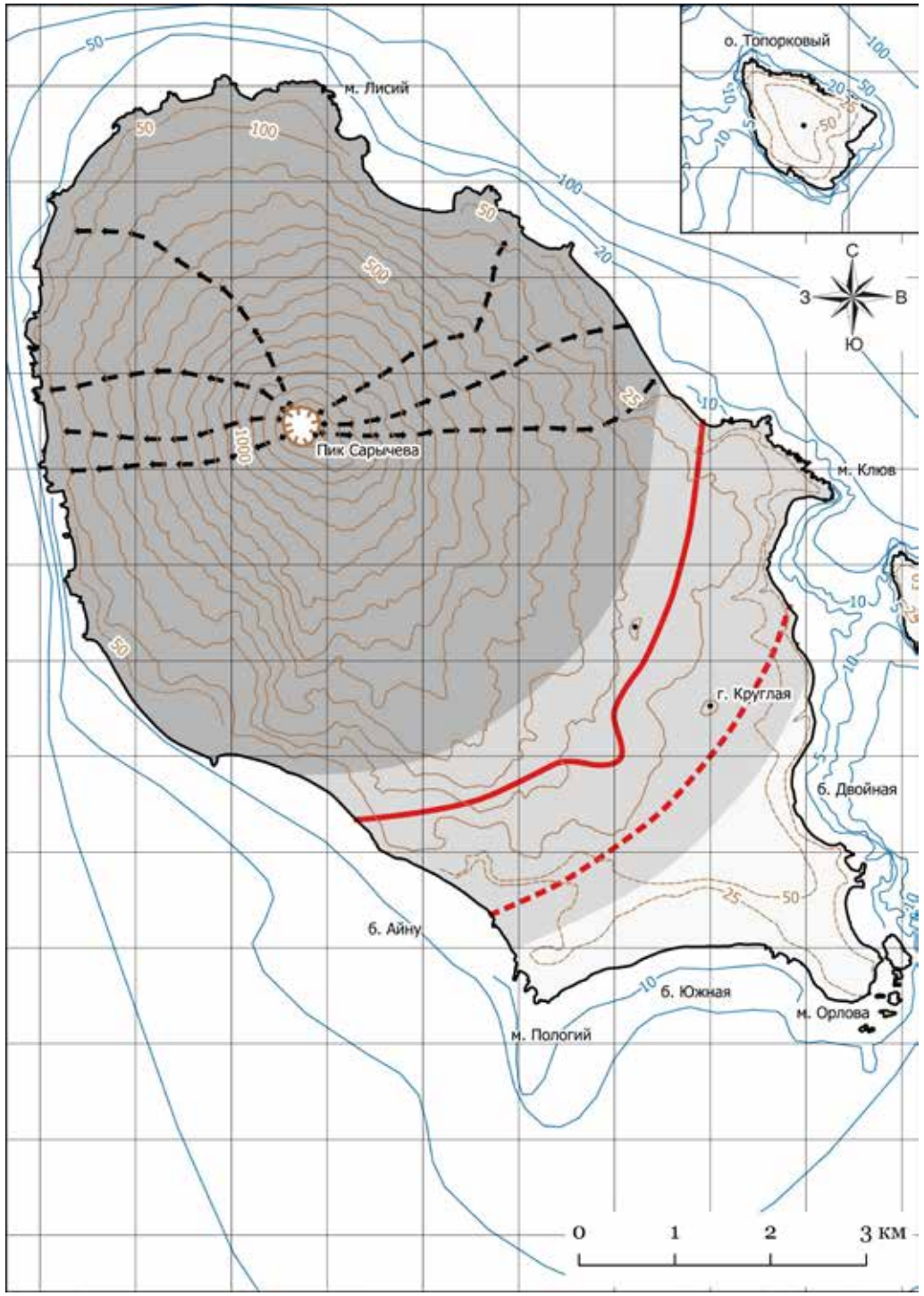


Легенда к ландшафтно-геохимической карте о. Матуа

Типы ландшафтов		Класс	Роды и виды									
			Голоценовые и плейстоценовые вулканические постройки, частично переработанные эрозионно-денудационными процессами[1]						Морские террасы			
			А	ТЭ		ТА	ТЭ		А		ТА	СА
			Разно-возрастные лавовые плато	Разно-возрастные лавовые потоки	Склоны стратовулкана: крутые	Склоны стратовулкана: пологие и покатые	Крутые тектоно-денудационные эрозионно- и абразионно-денудационные склоны	Склоны древних конусов и вулканических построек	Террасы высокого и среднего уровня: Н=50–80, 25–50 м	Террасы высокого и среднего уровня: Н=10–25 м	Разновоз-растные конусы лахаров, наложенные на морские террасы и склоны вулканичес-ких построек	Морские террасы среднего и низкого уровня, пляжи
			Андезитобазальты, частично перекрытые пирокласти-ческими отложениями и тефрой		Переслаивание андези-то-базальтов и пирокла-стики	Пиро-кластические отло-жения	Базальты и андезитоба-зальты, частично перекры-тые пирокластическими отложениями		Пески и галечники, частич-но перекрытые пирокласти-ческими отложениями, на андезито-базальтах	Пески и галечники	Селевые отложения	Пески, галечники, цуна-ми-генные осадки
Абиогенные и прими-тивно-пустынные		Н		1	2	3	4					5
Тундро-вые	верещатни-ковые тундры	Н	6						7			
Стланиковые	ольховый стланик	Н	8					9	10		11	
Стланиковые	ольховый стланик в сочетании с тундрами и лугами	Н		12			13	14				
Луговые	горно-луговые в сочетании с примитивно-пустынными	Н					15					
Луговые	злаковые, злаково-разнотравные и разнотравно-злаковые луга	Н	16		17		18	19	20	21	22	23
Луговые	влажнотрав-ные луга	Н-Fe										24
Луговые	пионерные группировки	Н									25	26
Болот-ные	злаково-осо-ково-ситнико-вые болота	Н-Fe										27

[1]А – автономные; ТЭ – трансэлювиальные, ТА – трансаккумулятивные, САк – супераквальные, Ак – аквальные

Продолжение на стр. 251



Продолжение условных обозначений к приложению 6

Линейные зоны транзита и аккумуляции гравигенных и водных потоков

- 28 Сочетание трансэлювиальных ландшафтов долинообразных понижений
- 29 Трансэлювиальные ландшафты долинообразных понижений в сочетании с
- 29-1 трансаккумулятивными ландшафтами селевых конусов
- 30 Современный кратер вулкана

Легенда к ландшафтно-геохимической карте о. Топорковый

Типы ландшафтов		Класс	Роды и виды		
			Обособленные вулканические центры [1]		
			А	ТЭ	ТА
			Слабоволнистые вершинные поверхности	Крутые абразионно-денудационные склоны	Долинообразные понижения
			Андезитобазальты, частично перекрытые пирокластическими отложениями		
Тундровые	верещатниковые тундры	Н	1т		
Луговые	вейниковые и разнотравно-злаковые луга		2т		
	крупнотравные и высокотравные луга		3т		
	крупнотравные и злаковые луга с орнитофильными видами			4т	5т

[1]А – автономные; ТЭ – трансэлювиальные, ТА – трансаккумулятивные

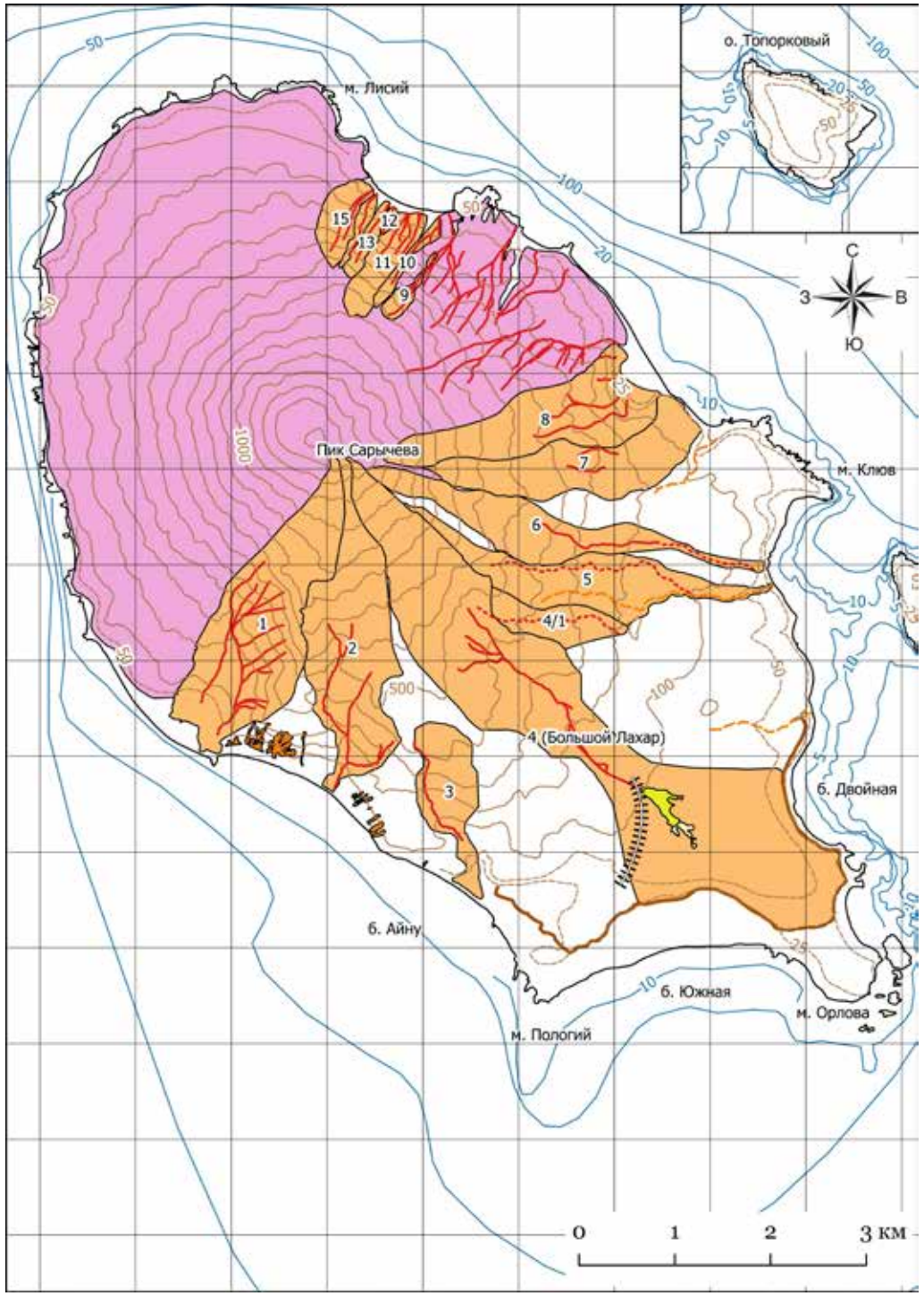
- 6т Аквально-субаквальные элементарные ландшафты бенча

Условные обозначения к приложению 7

- Пределы распространения пирокластических потоков
- Пределы распространения пирокластических волн
- Наиболее вероятные направления излияния лавовых потоков

Зоны опасности от выпадения тефры

- Очень высокая
- Высокая
- Умеренная



Условные обозначения к приложению 8

Типы селевых бассейнов

- Морфологически выраженные долинные селевые бассейны и их номера
- Мелкие склоновые селевые бассейны
- Области преимущественной аккумуляции материала лавовых и пирокластических потоков с многочисленными эфемерными селевыми врезами

Селевые русла

- Постоянно селеопасные русла
- Русла, селеопасные при извержениях вулкана
- Реликтовые селевые русла

Зоны селевой аккумуляции

Зона аккумуляции Большого лахара 2009 г.:

- с максимальным диаметром обломков более 1,5 м
- с максимальным диаметром обломков менее 1,5 м

Границы древней селевой аккумуляции:

- достоверные
- предполагаемые

Прочие обозначения

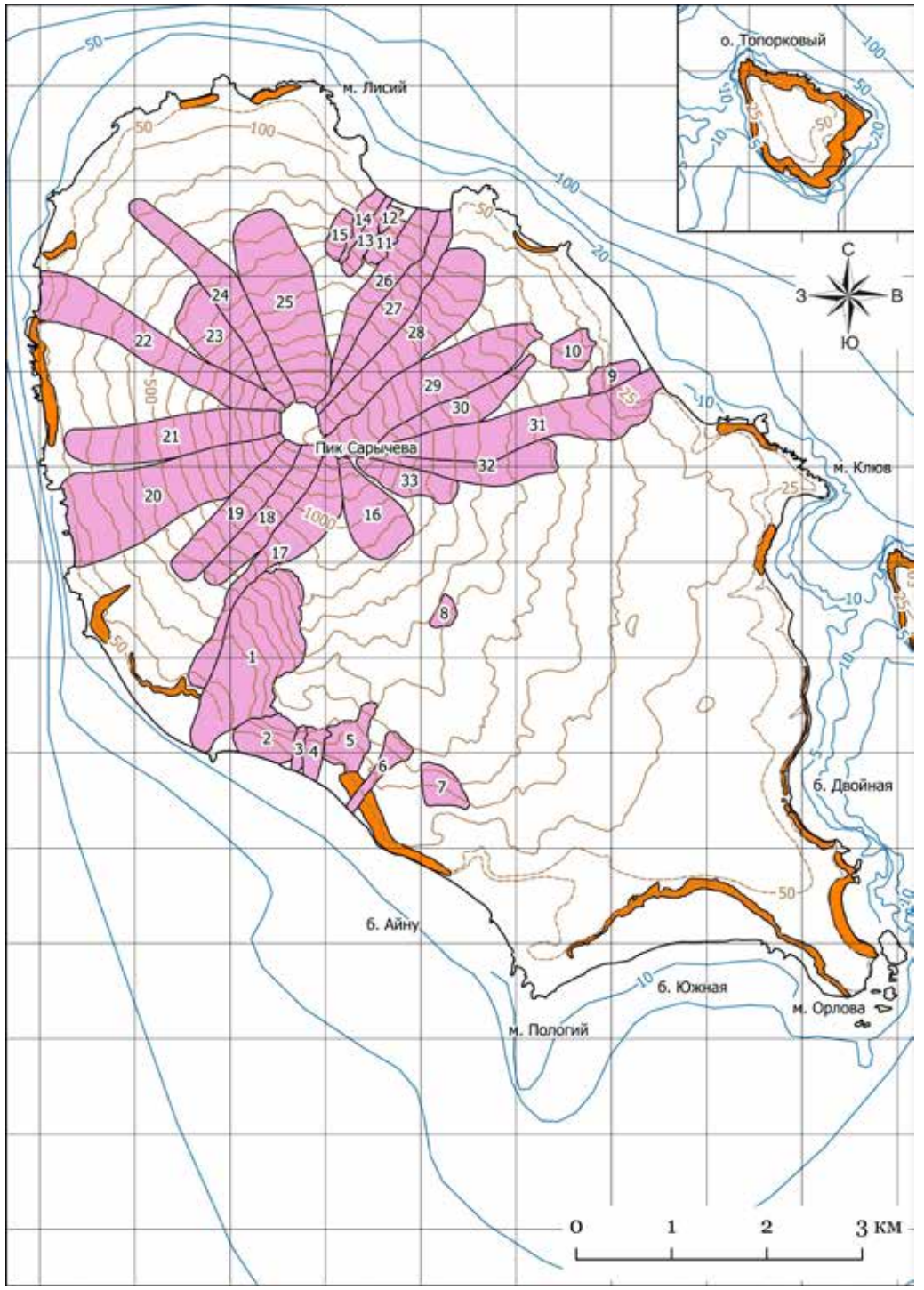
- Рекомендуемое положение противоселевой дамбы

Условные обозначения к приложению 9

- Лотковые лавины и снежные осовы на длинных и крутых склонах вулкана Пик Сарычева и его денудационно-вулканического обрамления
- Снежные осовы на коротких и крутых абразионно-денудационных уступах
- Номера крупных лавиносборов

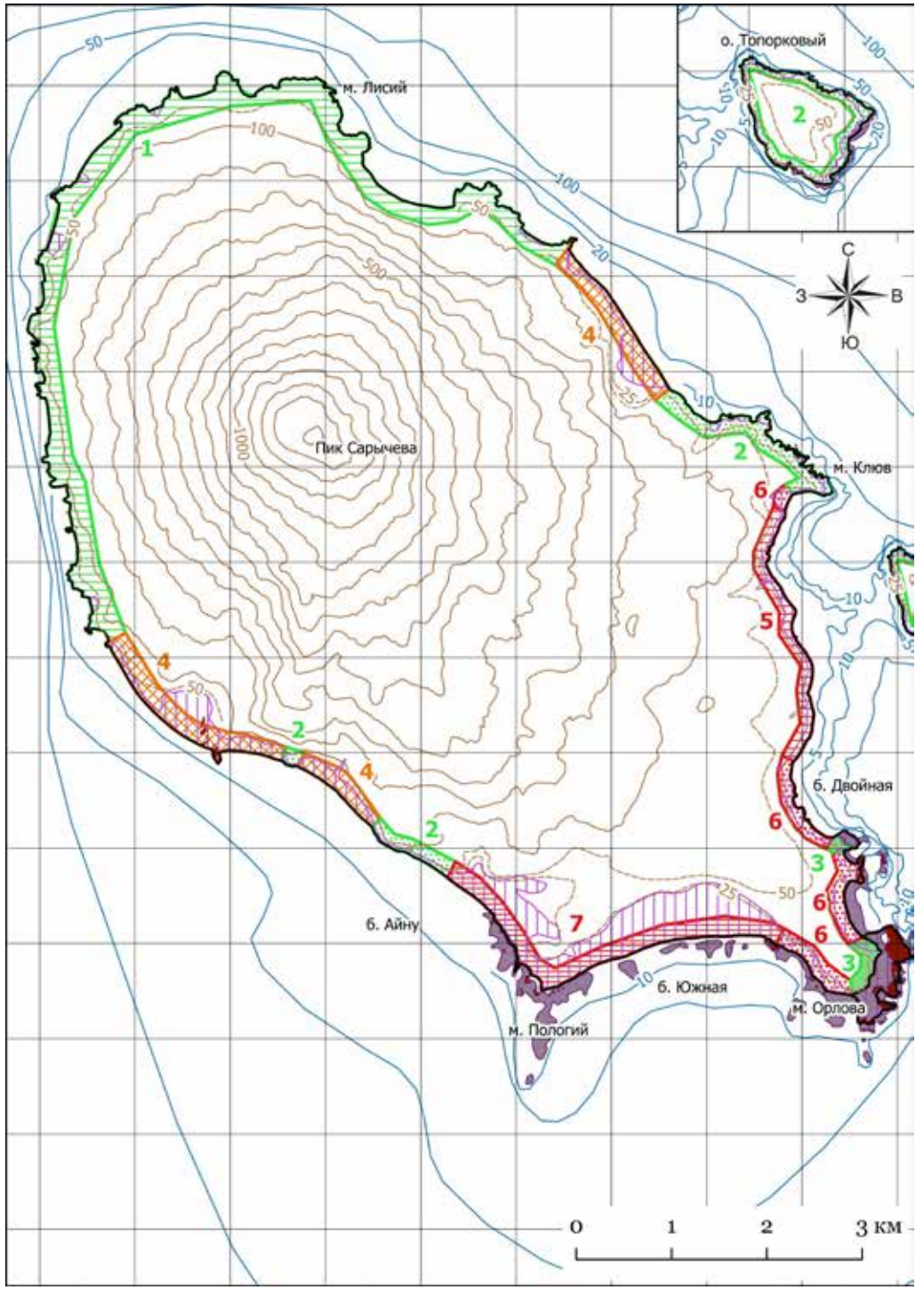
ПРИЛОЖЕНИЕ 9. Карта лавинной опасности

Условные обозначения на стр. 253

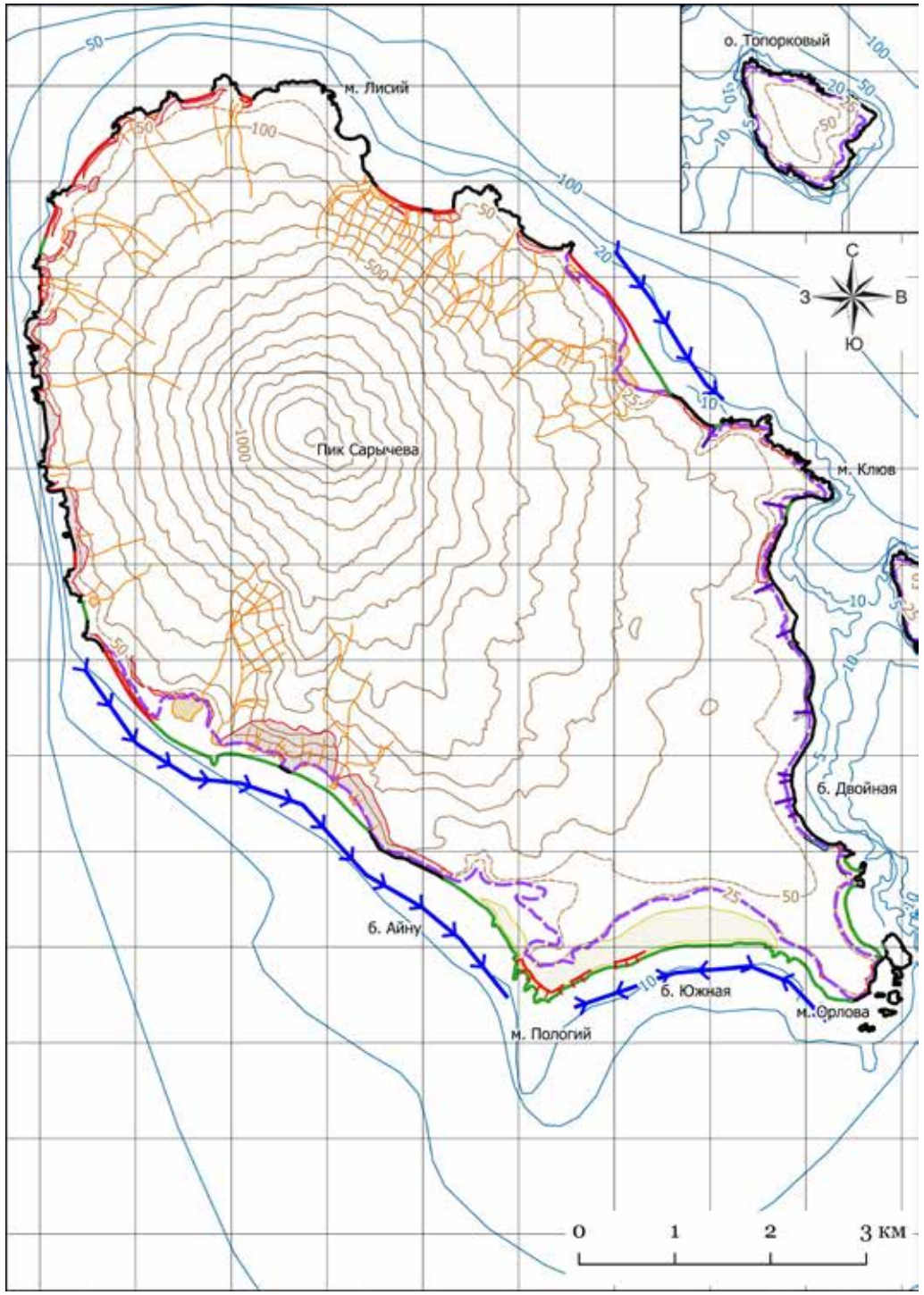


ПРИЛОЖЕНИЕ 10. Карта цунамиопасности

Условные обозначения на стр. 257



ПРИЛОЖЕНИЕ 11. Карта опасных процессов в береговой зоне



Условные обозначения к приложению 10

Тип берега по возможному воздействию цунами		Степень воздействия
	1 тип. Абразионные берега в голоценовых лавах и пирокластике, с клифами высотой 30–40 м и более. Уклоны подводного берегового склона 0,7–0,8. Заплеск цунами до 200 м, возможен только в отдельных микробухтах. Цунамигенные размывы незначительны	Низкая
	2 тип. Абразионные и абразионно-денудационные берега в доголоценовых лавах, в том числе перекрытые коллювиальными и сейсмоколлювиальными крупноглыбовыми шлейфами. Уклоны берегов и дна 0,4–1,0. Заплеск цунами на 30–40 м, на отдельных пологих мысах и абразионных террасах – до 100 м. Цунамигенные размывы незначительны	
	3 тип. Абразионные и абразионно-денудационные берега в доплейстоценовых вулканитах, с субвертикальными клифами, высотой 30 и более метров, широкими выположенными скальными бенчами на уровне осушки, многочисленными кекурами. Заплеск цунами в пределах волноприбойной зоны. Цунамигенные размывы незначительны	
	4 тип. Динамично развивающиеся берега на участках размыва и переотложения материала молодых пирокластических конусов. Тип и степень воздействия зависят от стадии абразионно-аккумулятивного цикла и меняются от высокой до низкой. На современном этапе – активный размыв конусов и формирование низких аккумулятивных террас. Уклоны поверхности террас 0,02–0,06, уклоны подводного берегового склона 0,04–0,10 и более. Заплеск цунами до 500 м и сильные размывы берегов. Степень воздействия – высокая. После естественного волнового размыва молодых аккумулятивных террас трансформируются в берега 1-го или 2-го типа по возможному воздействию цунами. Степень воздействия трансформируется в низкую.	Средняя
	5 тип. Абразионно-денудационные берега воронкообразных в плане бухт, с отмирающими клифами высотой 30–60 м, прорезанными серией глубоких долин. У основания клифов – валунно-глыбовая отмостка. Уклоны подводного берегового склона 0,007–0,040. Заплеск цунами не более 100 м, по долинам – до 150 м. Цунамигенные размывы основания клифа и активизация гравитационных процессов.	Высокая
	6 тип. Берега с голоценовыми цокольными террасами высотой до 8 м и шириной до 100 м, прислоненными к отмершему абразионно-денудационному уступу. Уклоны подводного берегового склона 0,04–0,07, средние уклоны поверхности террас 0,08. Заплеск цунами на всю ширину цокольных террас. Цунамигенные размывы поверхности и уступов низких террас и основания клифа.	
	7 тип. Аккумулятивные берега крупных бухт с широкими низкими аккумулятивными и цокольными террасами высотой менее 20 м. Средние уклоны подводного берегового склона и поверхности надводных террас – около 0,03. Дальность заплеска цунами до 600 м. Цунамигенные размывы поверхности и уступов террас.	
	Зона возможного заплеска волн-цунами	
Прочие обозначения		
	Скальные бенчи на уровне осушки	
	Кекуры	

Условные обозначения к приложению 11

Участки развития опасных процессов береговой зоны

- Участки быстрого размыва берегов
- Участки аккумулятивной динамики берега
- Участки свежего размыва аккумулятивных морских террас

Участки развития опасных процессов побережья

- Граница возможного заплеска волн-цунами
- Заплеск волн-цунами вверх по долинам
- Ареалы развития обвально-осыпных процессов на абразионно-денудационных уступах
- Эрозионно-селевые лотки
- Ареалы развития пролювиальной аккумуляции
- Ареалы развития оползневых процессов на абразионно-денудационных уступах
- Ареалы потенциального развития дефляции

Прочие обозначения

- Направление вдольберегового потока наносов
- Участки миграции потоков наносов
- Стабильные участки берегов

СПИСОК ЛАТИНСКИХ НАЗВАНИЙ РАСТЕНИЙ, УПОМЯНУТЫХ В ТЕКСТЕ

анафалис жемчужный *Anaphalis margaritacea* (L.) Benth. et Hook
арктерика низкая *Arcterica nana* (Maxim) Makino
арктоус альпийский *Arctous alpine* (L.) Spreng
белокопытник японский *Petasites japonicus* (Siebold & Zucc.) Maxim
бодяк камчатский *Cirsium kamtschaticum Ledeb.* ex DC
борец большой *Aconitum maximum Pall.* ex DC
борщевик шерстистый *Heracleum lanatum Michx.*
брусника *Vaccinium vitis-idaea* L.
вахта трехлистная *Menyanthes trifoliata* L.
вейник Лангсдорфа *Calamagrostis langsdorffii* (Link) Trin.
водяная сосенка *Hippuris vulgaris* L.
волжанка двудомная *Aruncus dioicus* (Walter) Fernald
герань пушистоцветковая *Geranium erianthum* DC.
гирчовник китайский *Conioselinum chinense* (L.) Britton, Sterns & Poggenb
голубика *Vaccinium uliginosum* L.
гонкения продолговатолистная *Honckenya oblongifolia* Torr. & A. Gray
горец птичий *Polygonum aviculare* L.
гравилат круглолистный *Parageum calthifolium* (Menzies ex Sm.) Nakai & H. Hara
дудник Гмелина *Angelica gmelinii* (DC.) M. Pimen
жимолость голубая *Lonicera caerulea* L.
звездчатка средняя *Stellaria media* (L.) Vill.
звездчатка Фенцля *Stellaria fenzlii* Regel
зверобой камчатский *Hypericum kamtschaticum* Ledeb.
змеевик живородящий *Bistorta vivipara* (L.) Delarbre
золотарник парамуширский *Solidago paramuschirensis* Barkalov
ива горно-хидакская *Salix hidakamontana* Kimura
камнеломка Мерка *Saxifraga merkii* Fisch. ex Sternb.
кедровый стланик *Pinus pumila* (Pall). Regel
кипрей железистый (Epilobium glandulosum) Lehm.
колокольчик волосистоплодный *Campanula lasiocarpa* Cham.
колосняк мягкий *Leymus mollis* (Trin.) Pilg
кочедыжник женский *Athyrium filix-femina* (L.) Roth ex Mert.
крестовник коноплелистный *Senecio cannabifolius* Less.
крестовник лжеарниковый *Senecio pseudoarnica* Less.
лабазник камчатский *Filipendula camtschatica* (Pall.) Maxim
лжегравилат калужницелистный *Parageum calthifolium* (Menzies ex Sm.) Nakai & H. Hara
лигустикум шотландский *Ligusticum scoticum* (L.)
луговик извилистый *Avenella flexuosa* (L.) Drejer
лук охотский *Allium ochotense* Prokh.
майник широколистный *Maianthemum dilatatum* (Alph.Wood) A. Nelson & J. F. Macbr.
мертензия приморская *Mertensia maritima* (L.) S. F. Gray
мешкоплодник двулепестниковидный *Peracarpa circaeoides* (F. Schmidt) Feer
многорядник Брауна *Polystichum braunii* (Spenn.) Feé
мытник Шамиссо *Pedicularis chamissonis* Steven
недоспелка (какалия) камчатская *Cacalia kamtschatica* (Maxim.) Kudo
овсяница красная *Festuca rubra* L.
ожика многоцветковая *Luzula multiflora* (Ehrh.) Lej.
ольховник кустарниковый *Duschekia fruticosa* (Rupr.) Pouzar
осока желтоконечная *Carex flavocuspis* Franch. et Savat
осока коротконожковая *Carex micropoda* C.A. Mey
осока скрытоплодная *Carex cryptocarpa* C.A. Mey
остролодочник притупленный *Oxytropis retusa* Matsum.
пенеллиант кустарниковый *Pennellianthus frutescens* (Lamb.) Crosswh.
подмаренник камчатский *Galium kamtschanicum* Steller ex Schult. & Schult. f.
полевица гибкая *Agrostis flaccida* Hack.
ребросемянник уральский *Pleurospermum uralense* Hoffm.
рододендрон золотистый *Rhododendron aureum* Georgi
рябина бузинолистная *Sorbus sambucifolia* (Cham. & Schltdl.) M. Roem.
седмичник европейский *Trientalis europaea* L.
селезёночник камчатский *Chrysosplenium kamtschaticum* Fisch.
ситник Генке *Juncus haenkei* E. Mey.
соссюрея Ридера *Saussurea riederi* Herder
стрептопус стеблеобъемлющий *Streptopus amplexifolius* (L.) DC
тилингия аянская *Tilingia ajanensis* Regel et Til.
триллиум камчатский *Trillium camschatcense* Ker Gawl.
фиалка двухцветковая *Viola biflora* L.
фиалка лысоватая *Viola epipsiloides* Á. Löve & D. Löve
фиалка Селькирка *Viola selkirkii* Pursh ex Goldie
филлодоце алеутская *Phyllodoce aleutica* (Spreng.) A. Heller
хвощ зимующий *Equisetum hyemale* L.
хвощ луговой *Equisetum pratense* Ehrh.
хвощ полевой *Equisetum arvense* L.
чемерица остродольная *Veratrum oxysepalum* Turcz.
чихотник камчатский *Achillea camtschatica* (Rupr. ex Heimerl) Botsch.
шикша *Empetrum sibiricum* V. N. Vassil.
щавелек покрытоплодный *Acetosella angiocarpa* (Murb.) Á. Löve
щитовник распростертый *Dryopteris expansa* (C. Presl) Fraser-Jenk. & Jermy
щучка дернистая *(Deschampsia cespitosa)* (L.) P. Beauv.

АББРЕВИАТУРЫ, ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ В ТЕКСТЕ

БХА – биогеохимическая активность
ВПП – взлетно-посадочная полоса
ДЗЗ – данные дистанционного зондирования
ДОТ – долговременная огневая точка
КК – кларк концентрации
КЛГС – каскадная ландшафтно-геохимическая система
ЛР – ландшафтное разнообразие
ПБС – подводный береговой склон
ППЧ – почвенно-пирокластический чехол
ПТК – природно-территориальный комплекс
ТММ – тяжелые металлы и металлоиды
ТПО – техногенные поверхностные образования
ЭЛ – элементарный (геохимический) ландшафт

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

Печатные издания

Авессаломова И. А., Иванов А. Н. Биогеохимические особенности ландшафтов острова Матуа (Центральные Курилы) // Вестник Моск. ун-та. Серия 5. География. 2019. № 5. С. 77–85.

Авессаломова И. А., Иванов А. Н., Савенко А. В. Водная миграция химических элементов в ландшафтах вулканических островов Центральных Курил (на примере о. Матуа) // Вестник Моск. ун-та. Серия 5. География. 2018. № 1. С. 73–80.

Аккуратов В. Н. Генетическая классификация лавин//Труды Эльбрусской высокогорной комплексной экспедиции. 1959. Т. 1. С. 206–226.

Акулов А. Ю. История языка айну: первое приближение // Вестник Санкт-Петербургского ун-та. Серия 9. Язык и литература. 2007. Вып. 2. С. 117–121.

Андреев В. Н., Шанцер А. Е., Хренов А. П. и др. Извержение вулкана Пик Сарычева в 1976 г. // Бюллетень вулканологич. станций. 1978. № 55. С. 35–40.

Арсланов Х. А., Мелекесцев И. В., Разжигаева Н. Г. и др. Возраст почвенно-пирокластического чехла и хронология вулканической активности на о. Матуа (Центральные Курилы) в голоцене // Материалы VII Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода. Т. 1. Апатиты; СПб.: Рос. акад. наук, Отд. наук о Земле, Комиссия по изуч. четвертич. периода, Геологический ин-т КНЦ РАН, 2011. С. 43–45.

Артюхин Ю. Б., Трухин А. М., Корнев С. И. и др. Кадастр колоний морских птиц Курильских остовов // Биология и охрана птиц Камчатки. Вып. 3. М.: изд-во ЦОДП, 2001. С. 3–59.

Артюхин Ю. Б. Дополнения к «Кадастру колоний морских птиц Курильских островов // Биология и охрана птиц Камчатки. Вып. 5. М.: изд-во ЦОДП, 2003. С. 10–12.

Атлас Курильских островов. М.; Владивосток: ИПЦ Дик, 2009. 516 с.

Бабурин А. А., Кольцова А. Г. Зольность растений таежных и хвойно-широколиственных ландшафтов Дальнего Востока // Ландшафты юга Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1973. С. 68–73.

Базилевич Н. И. Продуктивность, энергетика и биогеохимия наземных экосистем Тихоокеанского кольца // Вопросы географии. Сб. 117. Геофизика ландшафта. М.: Мысль, 1981. С. 146–208.

Базилевич Н. И., Титлянова А. А. Биотический круговорот на пяти континентах: азот и зольные элементы в природных наземных экосистемах. Новосибирск: изд-во СО РАН, 2008. 381 с.

Баркалов В. Ю. Флора Курильских островов. Владивосток: Дальнаука, 2009. 468 с.

Башкин В. Н., Касимов Н. С. Биогеохимия. М.: Научный мир, 2004. 648 с.

Беляев Ю. Р., Луговой Н. Н., Бредихин А. В. Типы берегов острова Матуа (Центральные Курильские острова) // Вестник Моск. ун-та. Серия 5. География. 2019. № 3. С. 106–113.

Бинюков Е. А., Едемский Д. Е., Иванов А. Н. и др. Применение георадиолокации при обследовании фортификационных сооружений о. Матуа, Курильские острова // Известия Русск. географ. общества. 2019. Т. 151. Вып. 2. С. 64–77.

Володичева Н. А. Распространение лавин на территории СССР. Условия лавинообразования и особенности лавинного режима по горным странам. Камчатка. Курильские острова. О. Сахалин // Лавиноопасные районы Советского Союза. М.: изд-во Моск. ун-та, 1970. С. 137154.

Ганзей К. С. Ландшафтная типология Курильских островов // Вестник Дальневосточного отделения РАН. 2009. № 4. С. 152–159.

Ганзей К. С. Ландшафты и физико-географическое районирование Курильских островов. Владивосток: Дальнаука, 2010. 214 с.

Ганзей К. С. Развитие островных геосистем под действием вулканизма (на примере островов-вулканов Курильской дуги) // Вопросы географии. 2014. № 138. С. 295–309.

Ганзей К. С., Разжигаева Н. Г., Рыбин А. В. Изменение ландшафтной структуры о. Матуа во второй половине XX – начале XXI в. (Курильский архипелаг) // География и природные ресурсы. 2010. № 3. С. 87–93.

Ганзей К. С., Иванов А. Н. Ландшафтное разнообразие Курильских островов // География и природные ресурсы. 2012. № 2. С. 87–94.

Геология СССР. Том XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Недра. 1964. 734 с.

Главацкий С. Н., Ефремов Г. К. Извержение вулкана Пик Сарычева в ноябре 1946 года // Бюллетень вулканологич. станций. 1948. № 15. С. 8–12.

Глазовская М. А. Геохимические основы типологии и методики исследований природных ландшафтов. Смоленск: Ойкумена, 2002. 287 с.

ГН 2.1.5.1315-03. Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в воде водных объектов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования. 74 с.

Горшков Г. С. Вулкан Пик Сарычева // Бюллетень вулканологич. станций. 1948. № 15. С. 3–7.

Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 287 с.

Горшков Г. С. Хронология извержений вулканов Курильской гряды // Труды Лаборатории вулканологии. 1954. Вып. 8. С. 58–99.

Гришин С. Ю. Воздействие вулканических извержений на растительный покров острова Матуа (Курильские острова) // Известия Русского Географического общества. 2011. Т. 143. Вып. 3. С. 79–89.

Гришин С. Ю. Лахары на вулкане Пик Сарычева (Курильские острова) при извержении 2009 года и их воздействие на окружающую среду // Георик. 2012. № 4. С. 56–63.

Гришин С. Ю. Поражение древесной растительности на острове Матуа (Курилы, 2007 г.) под воздействием газовой эмиссии вулкана Пик Сарычева // Вестн. КРАУНЦ. Серия Науки о Земле. 2013. № 1. С. 66–76.

Гришин С. Ю. О трех извержениях вулкана Пик Сарычева (Курилы), включая неизвестное ранее эруптивное событие 1978 г. // «На перекрестке континентов»: материалы XXXI Крашенник. чтений / М-во культуры Камч. края, Камч. краевая науч. б-ка им. С. П. Крашенинникова. Петропавловск-Камчатский, 2014. С. 108–111.

Гришин С. Ю. Опасные вулканические воздействия на территорию острова Матуа (Средние Курилы) // Известия Русского Географического общества. 2018. Т. 151. Вып. 6. С. 72-88.

Гришин С. Ю., Гирина О. А., Верещага Е. М. и др. Мощное извержение вулкана Пик Сарычева (Курильские острова, 2009 г.) и его воздействие на растительный покров // Вестник ДВО РАН. 2010. № 3. С. 40–50.

Гришин С. Ю., Мелекесцев И. В. Лавовые потоки (извержение 2009 г.) вулкана Пик Сарычева (Центральные Курилы) // Вестник КРАУНЦ. Серия Науки о Земле. 2010. № 1. Вып. № 15. С. 232–239.

Гришин С. Ю., Терехина Н. В. Растительный покров острова Матуа (Курильские острова) // Комаровские чтения. Вып. LIX. 2012. С.188–229.

Гущенко И. И. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. М.: Наука, 1965. 144 с.

Дегтерев А. В. Пирокластические отложения извержения вулкана Пик Сарычева (о. Матуа) в июне 2009 г. // Вулканология и сейсмология. 2011а. № 4. С. 60–68.

Дегтерев А. В. Петрохимические особенности продуктов современных извержений вулкана Пик Сарычева, о. Матуа (Курилы) // Вестник ДВО РАН. 2011б. № 6. С. 94–99.

Дегтерев А. В. История эруптивной деятельности вулкана пик Сарычева в голоцене (о. Матуа, Центральные Курильские острова). Автореф. дисс. на соиск. уч. степени канд. геолого-минер. наук. Владивосток. 2013. 27 с.

Дегтерев А. В., Рыбин А. В., Мелекесцев И. В. и др. Эксплозивные извержения вулкана Пик Сарычева в голоцене (о. Матуа, Центральные Курилы): геохимия тефры // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31. № 6. С. 16–26.

Дегтерев А. В., Рыбин А. В., Разжигаева Н. Г. Исторические извержения вулкана Пик Сарычева (о. Матуа, Центральные Курильские острова) // Вестник КРАУНЦ. Серия Науки о Земле. 2011. № 1. С. 102–119.

Дегтерев А. В., Рыбин А. В., Чибисова М. В. и др. Новые данные о горе Круглой на острове Матуа, Центральные Курильские острова // Геология, география и глобальная энергия. 2018. № 4. С. 92–99.

Добровольский В. В. Основы биогеохимии. М.: Высшая школа, 1998. 413 с.

Ефремов Ю. К. Курильское ожерелье. М.: Географгиз, 1962. 320 с.

Жарков Р. В., Побережная Т. М. Влияние сольфатарно-гидротермальной деятельности вулканов на компоненты ландшафтов (влк. Менделеева, о-в Кунашир, Курильские о-ва) // Вестник ДВО РАН. 2008. № 1. С. 53–58.

Жигадлова Г. Г., Лопатина Н. А., Санамян Н. П. и др. Новые данные о видовом составе водорослей-макрофитов острова Матуа (Курильские острова) // Сохранение биоразнообразия Камчатки и прилегающих морей. Мат-лы XVIII Межд. научн. конф. Петропавловск-Камчатский: Камчатпресс, 2017. С. 426–431.

Захарихина Л. В. Почвенно-пирокластический чехол и вулканическая почва как единый объект исследований разных научных направлений // VII Межд. научн. конф. «Вулканизм, биосфера и экологические проблемы». Майкоп – Туапсе. Изд-во АГУ, 2013. С. 255–258.

Захарихина Л. В., Литвиненко Ю. С. Генетические и геохимические особенности почв Камчатки. М.: Наука, 2011. 245 с.

Зеленов К. К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М.: Наука, 1972. 212 с.

Злобин Т. К., Полец А. Ю. Исследование закономерностей распределения тектонических напряжений в Курило-Камчатской зоне // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 1. С. 36–54.

Иванов А. Н. Орнитогенные геосистемы островов Северной Пацифики. М.: Научный мир. 2013. 228 с.

Иванов А. Н. Особенности ландшафтной структуры острова Матуа (Центральные Курилы) // Известия Русск. географ. общества. 2017а. Т. 149. № 5. С. 26–35.

Иванов А. Н. Остров Матуа: активный вулкан и военная база // Природа. 2017б. № 2. С. 18–26.

Иванов А. Н. Авессаломова И. А. Водная миграция элементов в орнитогенных экосистемах островов Северной Пацифики // Экологическая химия. 2012. Т. 21. № 1. С. 17–26.

Иванов А. Н., Авессаломова И. А. Ландшафтно-геохимические особенности орнитогенных геосистем Ямских островов (Охотское море) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2008. № 2. С. 35–42.

Иванов А. Н., Беляев Ю. Р., Дегтерев А. В., Луговой Н. Н., Рыбин А. В., Хисматуллин Т. И. Опасные природные процессы на острове Матуа (Центральные Курилы) // Геориск. 2017. №4. С. 28–38.

Иванов А. Н., Булочникова А. С., Романенко Ф. А. Скопления морских колониальных птиц как рельефообразующий фактор // Геоморфология. 2010. №1. С.7–15.

Иванов В. В. Экологическая геохимия элементов. Кн. 1. М.: Недра, 1994. 305 с. Кн. 4. М.: Экология, 1995. 416 с.

Ивлев А. М. К вопросу о биогеохимическом районировании о. Сахалин // Ландшафты юга Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1973. С. 107–115.

Игнатенко Н. В., Пугачёв А. А. Динамика растительной массы и биологический круговорот в горнотундровых и кедровостланиковых ландшафтах Северного Охотоморья // Биологический круговорот в тундролесьях юга Магаданской области. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 92–124.

Инструкция по определению расчетных характеристик дождевых селей ВСН 03-76. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 30 с.

Камио Х. Землетрясение в заливе Моротон на о-ве Сумусир в июне 1920 г. и извержение на о-ве Матуа в январе 1923 г. // Геологический журнал. 1931. Т. 38. № 1 (на яп. яз.).

Каплин П. А., Ионин А. С. Некоторые особенности рельефа побережья Курило-Камчатской зоны в связи с проблемой цунами // Бюлл. совета по сейсмологии АН СССР. № 9. Проблемы цунами. 1961. С. 74–88.

Козлов Д. Н., Жарков Р. В. Морфология и генезис озер кальдерных комплексов Головина и Заварицкого (Курильские острова) // Вестн. ДВО РАН. 2010. № 3. С. 103–106.

Корнев С. И., Трухин А. М., Артюхин Ю. Б. и др. Результаты учетов морских млекопитающих на Южной Камчатке и Курильских островах в июне – августе 2000 г. // Результаты исследований морских млекопитающих Дальнего Востока в 1991–2000 годах. М.: ВНИИРО, 2001. С. 191–204.

Корсунская Г. В. Курильские острова. Владивосток: Примиздат, 1948. 38 с.

Котенко Т. А., Котенко Л. В. Состояние вулкана Эбеко (о. Парамушир) и влияние его активизации на экологическую обстановку // Вестник ДВО РАН. 2010. № 3. С. 51–58.

Кравчуновская Е. А., Пинегина Т. К., Бурджуа Д. и др. Геолого-геоморфологические эффекты цунами 15.11.2006 г. на Центральных Курилах // Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока России. Тр. регион. научно-техн. конф. Петропавловск-Камчатский, 2008. С. 180–183.

Кузнецов М. А., Беляев Ю. Р., Луговой Н. Н., Бредихин А. В. Геоморфологическое строение и динамика берегов острова Матуа (Центральные Курилы) как факторы хозяйственного освоения // XXXVI Пленум геоморфологической комиссии РАН: мат-лы Всеросс. научно-практ. конф. с международным участием «Геоморфология – наука XXI века». Т. 1. Изд-во Алтайского гос. ун-та. Барнаул, 2018. С. 208–214.

Лебедева Н. В., Криволуцкий Д. А., Пузаченко Ю. Г. и др. География и мониторинг биоразнообразия. М.: НУМЦ, 2002. 432 с.

Левин Б. В., Фицхью Б., Бурджуа Д. и др. Комплексная экспедиция на Курильские острова в 2006 году (1 этап) // Вестник ДВО РАН. 2007. № 1. С. 144–148.

Левин Б. В., Фицхью Б., Бурджуа Д. и др. Комплексная экспедиция на Средние Курильские острова в 2007 году (2 этап) // Вестник ДВО РАН, 2008. № 3. С. 111–121.

Левин Б. В., Рыбин А. В., Разжигаева Н. Г. и др. Комплексная экспедиция «Вулкан Сарычева – 2009» (Курильские острова) // Вестник ДВО РАН. 2009а. № 6. С. 98–104.

Левин Б. В., Фицхью Б., Бурджуа Д. и др. Комплексная экспедиция на Курильские острова в 2008 г. (3 этап) // Вестник ДВО РАН. 2009б. № 2. С. 134–142.

Левин Б. В., Мелекесцев И. В., Рыбин А.В. и др. Экспедиция «Вулкан Пик Сарычева – 2010» (Курильские острова) // Вестник ДВО РАН, 2010а. № 6. С. 152–159.

Левин Б. В., Разжигаева Н. Г., Ганзей К. С. и др. Изменение ландшафтной структуры о. Матуа после извержения в 2009 г. // Доклады Академии наук. 2010б. Т. 431. № 5. С. 692–695.

Лобкина В. А., Казакова Е. Н. Миграция химических элементов из морской воды и их последующая аккумуляция в снежном покрове (юг острова Сахалин) // Вестник ДВО РАН. 2011. № 6. С. 101–105.

Лобков Е. Г. Некоторые находки птиц на острове Матуа по результатам Курило-Камчатских экспедиций 2009–2010 гг. // На перекрестке континентов. Мат-лы XXXI Крашенниниковских чтений. Петропавловск-Камчатский, 2014. С. 243–247.

Мартынов Ю. А., Рыбин А. В., Дегтерев А. В. и др. Геохимическая эволюция вулканизма о. Матуа (Центральные Курилы) // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 1. С. 13–33.

Мархинин Е. К. Вулкан Сарычева // Бюлл. вулканол. станций. 1964. № 35. С. 44–58.

Морозов В. Л. Запасы надземной и подземной фитомассы крупнотравья и его доминантов на Сахалине // Ботанический журнал. 1978. Т. 63. № 3. С. 381–387.

Никаноров А. М. Гидрохимия. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. 351 с.

Николаев В. А. Ландшафтоведение. М.: Географический ф-т МГУ, 2006. 208 с.

Новейший и современный вулканизм на территории России / отв. ред. Лаверов Н. П. М.: Наука, 2005. 604 с.

Осипова М. В. Христианизация айнов как способ распространения российского влияния на Курильские острова // Вестник ДВО РАН. 2012. № 1. С. 15–22.

Панина Е. Г., Степанов В. Г., Санамян Н. П. и др. Морские ежи и голотурии острова Матуа (Курильские острова) // Вестник Камчатск. гос. технич. ун-та. 2017. № 41. С. 62–71.

Перельман А. И. Геохимический ландшафт как самоорганизующаяся система // Вестник Моск. ун-та. Серия 5. География. 1995. № 4. С. 10–16.

Перельман А. И. Геохимия. М.: Высшая школа, 1989. 528 с.

Перельман А. И., Касимов Н. С. Геохимия ландшафта. М.: Астрея–2000, 1999. 763 с.

Пинегина Т. К., Буржуа Д., Разжигаева Н. Г. и др. Цунами 15 ноября 2006 г. на Центральных Курильских островах и повторяемость подобных событий в прошлом (по палеосейсмологическим данным) // Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока России: в 2 томах. Тр. Регион. научно-техн. конференции, Петропавловск-Камчатский, 11–17 ноября 2007 г. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН. 2007. Т. 1. С. 200–204.

Пинегина Т. К., Кравчуновская Е. А. Цунами как агент рельефообразования // Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты. VI Щукинские чтения. М.: Географический ф-т МГУ. 2010. С. 337–338.

Побережная Т. М., Веселов О. В. Экологические исследования на стыке биологических и геологических наук // Вестн. ДВО РАН. 2011. № 6. С. 43–47.

Полонский А. С. Курилы // Краеведческий бюллетень. 1994. №3. С. 3–86.

Пташинский А. В. Результаты археологических исследований на острове Матуа (Курильские острвоа) // Россия и АТР. 2011. № 3. С. 37–49.

Пугачёв А. А. Биологический круговорот и почвообразование в ландшафтах Крайнего Северо-Востока России. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2009. 116 с.

Пыжьянов Ф. И. Курильские острова (словарь по истории географических названий). Южно-Сахалинск: Гос. архив по истории Сахалинской обл. 1998. 222 с.

Разжигаева Н. Г., Ганзей Л. А., Белянина Н. И. и др. Роль климатического и вулканического факторов в формировании органогенных отложений и развитии ландшафтов о. Симушир (Центральные Курилы) в среднем–позднем голоцене // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 3. С. 55–67.

Разжигаева Н. Г., Ганзей Л. А., Гребенникова Т. А. и др. Роль климата и природных катастроф в развитии ландшафтов о. Матуа (Центральные Курилы) в позднем голоцене // Известия РАН. Серия геогр. 2012а. № 3. С. 71–80.

Разжигаева Н. Г., Ганзей Л. А., Гребенникова Т. А. и др. Развитие озерно-болотных обстановок осадконакопления древней кальдеры острова Расшуа (Центральные Курилы) в голоцене // Тихоокеанская геология. 2012б. Т. 31. № 4. С. 74–86.

Разжигаева Н. Г., Ганзей Л. А., Арсланов Х. А. и др. Запись палеогеографических событий позднеледниковья – голоцена в органогенных отложениях острова Матуа (Центральные Курилы) // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37. № 5. С. 48–64.

Ретеюм А. Ю. Земные миры. М.: Мысль, 1988. 266 с.

Рыбин А. В., Дегтерев А. В., Разжигаева Н. Г. и др. Активные вулканы Курильских островов. Вулкан Пик Сарычева. Южно-Сахалинск: Сахалинск. книжн. изд-во, 2012. 86 с.

Рыбин А. В., Разжигаева Н. Г., Ганзей К. С. и др. Извержение вулкана Пик Сарычева в 2009 году. Москва: Янус-К, 2010. 48 с.

Рыбин А.В., Дегтерев А. В., Дудченко И. П. и др. Комплексные исследования на острове Матуа в 2017 году // Геосистемы переходных зон. 2017. № 4. С. 21–30.

Рычагов С. Н., Королева Г. П., Степанов И. И. Рудные элементы в зоне гипергенеза месторождения парогидротерм: распределение, формы миграции, источники // Вулканология и сейсмология. 2002. № 2. С. 37–58.

Рычагов С. Н., Пушкарев В. Г., Белоусов В. И. и др. Северо-Курильское гидротермальное месторождение: геологическое строение и перспективы использования // Вулканология и сейсмология. 2004. № 2. С. 56–72.

Савенко А. В., Савенко В. С., Иванов А. Н. Фтор в водных объектах о. Матуа (Центральные Курилы) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2019. № 4. С. 81–87.

Савенко А. В., Иванов А. Н., Савенко В. С. и др. Химический состав поверхностных и подземных вод о. Матуа, Курильская островная дуга // Геохимия. 2020. Т. 65. № 5. С. 485–498.

Санамян Н. П., Санамян К. Э., Панина Е. Г. Предварительные данные о фауне актиний прибрежных вод острова Матуа (Курильские острова) // Сохранение биоразнообразия Камчатки и прилегающих морей. Мат-лы XVII Межд. научн. конф-ции. Петропавловск-Камчатский: Камчатпресс, 2016. С. 356–358.

Санамян Н. П., Санамян К. Э., Панина Е. Г. Первые сведения о фауне губок (тип Porifera) прибрежных вод острова Матуа (средние Курильские острова) // Вестник Камчатск. гос. технич. ун-та. 2017. № 41. С. 72–82.

Сергеев М. А. Курильские острова. М.: Географгиз, 1947. 152 с.

Славинский Б. Н. Советская оккупация Курильских островов (август – сентябрь 1945 года). М.: Лотос, 1993. 144 с.

Смышляев А. А. К тайнам туманных Курил. Петропавловск-Камчатский. 2006. 240 с.

Сноу Г. Записки о Курильских островах // Краеведческий бюллетень. 1992. № 1. С. 89–127.

Соловьев А. И. Курильские острова. М.-Л.: Изд-во Главсевморпути, 1945. 196 с.

Степанова К. Д., Белая Г. А., Качура Н. Н. и др. Биологическая продуктивность луговых сообществ Дальнего Востока (приокеанические районы). М.: Наука, 1981. 228 с.

Стефан Д. Курильские острова. Русско-японский рубеж на Тихом океане // Краеведческий бюллетень. 1990. № 4. С. 4–105.

Торохов П. В., Черткова Л. В. Водные массы кальдеры Львиная Пасть и их газогидрохимические особенности // Вулканология и сейсмология. 1990. № 5. С. 51–68.

Тушинский Г.К. Лавины. Возникновение и защита от них. М.:Географгиз, 1949. 213 с.

Урусов В. М. География и палеогеография видообразования в Восточной Азии (сосудистые растения). Владивосток: ТИГ ДВО РАН, 1998. 167 с.

Фазлуллин С. М. Геохимическая система р. Юрьева (Курильские о-ва): условия поступления и выноса химических элементов в бассейн реки // Вулканология и сейсмология. 1999. № 1. С. 54–67.

Федорченко В. И., Абдурахманов А. И., Родионова Р. И. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1989. 239 с.

Фураев Е. А. Геохимия ландшафтов острова Кунашир (Курильские острова). М.: Прометей, 2013. 181 с.

Челноков А. С. На подходах к острову Матуа (31 мая-1 июня 1944 г.) // Вестник Сахалинского музея. 2018. № 25. С. 321–334.

Черноморец С. С., Сейнова И. Б. Селевые потоки на вулканах. М: изд-во УНЦ ДО, 2010. 72 с.

Чертко Н. К., Таранчук А. В., Чертко Э. Н. и др. Биологическая функция химических элементов. Минск: Изд-во «Четыре четверти», 2012. 172 с.

Чибисова М. В., Дегтерев А. В. Активность вулкана Пик Сарычева (о. Матуа, Средние Курилы) в 2017–2018 гг.: по спутниковым и визуальным данным // Геосистемы переходных зон. 2019. Т. 3. № 1. С. 144–148.

Чудаев О. В., Чудаева В. А. Состав и генезис гидротермальных систем областей современного островодужного вулканизма // Вестн. ДВО РАН. 2009. № 4. С. 24–29.

Шилов В. Н. Извержение вулкана Пик Сарычева в 1960 году // Труды СахНИИ. 1962. Вып. 12. С. 143–149.

Ширяева Е. В. Сравнительно-исторический анализ условий размещения бактериологических лабораторий квантунской армии на острове Матуа // Берегиня. 777. Сова. 2016. Вып. 30. № 3. С. 130–137.

Юдин С. К. На крайних восточных рубежах: статьи, очерки, воспоминания участника Курильского десанта. Петропавловск-Камчатский: Новая книга, 2015. 384 с.

Fitzhugh B., Shubin V. O., Tezuka K. et al. Advances in the study of human paleobiogeography and Northwest Pacific prehistory. Archaeology in the Kuril Islands // Arctic Anthropology. 2002. Vol. 39. P. 69–94.

Gaillardet J., Viers J., Dupre B. Trace elements in river waters // Treatise on Geochemistry. V. 5. Amsterdam: Elsevier–Pergamon, 2004. P. 225–272.

Ikegami N., Satake T., Nagayama Y, Inubushi K. Biogeochemical Si cycling in bamboo forests with evergreen broad-leaved forest and coniferous forest in a temperate climate // Japanese Journal of Forest Environment. 2015. V. 57. № 1. P. 7–17.

MacInnes B., Pinegina T., Bourgeois J. et al. Field Survey and Geological Effects of the 15 November 2006 Kuril Tsunami in the Middle Kuril Islands // Pure and Applied Geophysics. 2009. V. 166. № 1–2. P. 9–36.

MacInnes B., Kravchunovskaya E., Pinegina T. et al. Paleotsunamis from the central Kuril Islands segment of the Japan-Kuril-Kamchatka subduction zone // Quaternary Research. 2016. Vol. 86. Iss.1. P. 54–66.

Milne J. The Volcanoes of Japan. Transactions of the Seismological Society of Japan. Yokohama, 1886. V. 9. P. 2. 184 p.

Mizuno T., Horie K., Nosaka S. et al. Serpentine plants in Hokkaido and their chemical characteristics // Northeastern Naturalist. 2009. V. 16. № 5. P. 65–80.

Rybin A., Chibisova M., Webley P. et al. Satellite and ground observations of the June 2009 eruption of Sarychev Peak volcano, Matua Island, Central Kuriles // Bull. Volcanol. 2011. V. 73. № 4. P. 40–56.

Shibata H. Impact of winter climate change on nitrogen biogeochemistry in forest ecosystems: A synthesis from Japanese case studies // Ecological Indicators. 2016. V. 65. P. 4–9.

Tanakadate H. Volcanic activity in Japan and vicinity during the period between 1924 and 1931 // Japanese Journal of Astronomy and Geophysics. 1931. V. 9. № 1. P. 47–64.

Tatewaki M. On the plant communities in the Island of Matsuwa in the Middle Kuriles // Sapporo Nat. History Soc. 1929. Vol. 11, pt. 1. P. 25–30.

Tatewaki M. Geobotanical studies on the Kurile Islands // Acta Horti Gotoburg. 1957. Vol. XXI. N 2. P. 43–123 + 14 plates.

Электронные ресурсы

Вулкан Пик Сарычева, РИА Новости. URL: https://ria.ru/20090615/174434302.html (дата обращения 15.10.2020).

Новые тайны острова Матуа… URL: https://sakhalinmedia.ru/news/609841/ (дата обращения 16.09.2020).

Остров Матуа. URL:https://ru.wikipedia.org/wiki/matua (дата обращения 15.10.2020).

Сайт Курило-Камчатской экспедиции. URL: http://foto.kurilstour.ru/index.php (дата обращения 16.09.2020).

Фондовые материалы

Отчет географического отряда РГО – МГУ о полевом этапе экспедиции «Матуа-2017». / Иванов А. Н., Артемьева А. А., Крайнов В. Н. и др. 2017. 70 с.

Краткая историческая справка // Альбом по результатам работы экспедиции на острове Матуа Курильской гряды. / Самарин И. А. РГО – Министерство обороны РФ: 2016. С. 1–5.

Краткий отчет о полевых историко-археологических исследованиях на острове Матуа экспедиционной группой Сахалинского регионального отделения Русского географического общества. / Шубина О. А., Самарин И. А. 2017 г. 45 с.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ

АВЕССАЛОМОВА Ирина Анатольевна, кандидат географических наук, доцент кафедры физической географии и ландшафтоведения географического факультета МГУ имени М.В.Ломоносова

БЕЛЯЕВ Юрий Ростиславович, кандидат географических наук, доцент кафедры геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ имени М.В.Ломоносова

ИВАНОВ Андрей Николаевич, кандидат географических наук, доцент кафедры физической географии и ландшафтоведения географического факультета МГУ имени М.В.Ломоносова

ЛУГОВОЙ Николай Николаевич, научный сотрудник кафедры геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ имени М.В.Ломоносова

МОИСЕЕВ Александр Игоревич, аспирант кафедры физической географии и ландшафтоведения географического факультета МГУ имени М.В.Ломоносова

САВЕНКО Алла Витальевна, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник геологического факультета МГУ имени М.В.Ломоносова

ХИСМАТУЛЛИН Тимур Ильдарович, инженер лаборатории лавин и селей географического факультета МГУ имени М.В.Ломоносова

ХОХЛОВ Сергей Федорович, кандидат сельскохозяйственных наук, старший научный сотрудник Почвенного института имени В. В. Докучаева РАН

АВТОРЫ И ИСТОЧНИКИ ИЛЛЮСТРАЦИЙ

1.1–1.2. Google Earth
1.3–1.4. А. Н. Иванов
1.5. А. И. Моисеев
1.6. А. Н. Иванов
1.7. О. А. Шубина, И. А. Самарин (Краткий отчет..., 2017)
1.8. А. Н. Иванов
1.9–1.11. https://oldsakhalin.ru/history/sarychevo-matua/375.html
2.1–2.26. Ю. Р. Беляев
2.27. И. Г. Шеркунов
2.28–2.37. Н. Н. Луговой
2.38–2.42. Ю. Р. Беляев
2.43. Н. Н. Луговой
2.44– 2.45. Ю. Р. Беляев
2.46–2.47. Японская (1920) и советская (1950) топографические карты
2.48. Снимок спутника Landsat 05.07.1984
2.49. Топографические карты (1950 и 1986 г.)
2.50. Снимок спутника WorldView 2016 г.
2.51–2.52. Снимки спутника Aster
2.53–2.54. Снимки спутника WorldView
3.1. А. И. Моисеев
3.2. Ю. Р. Беляев
3.3. А. И. Моисеев
3.4–3.5. В. Н. Крайнов
3.6–3.9. А. Н. Иванов
4.1–4.4. С. Ф. Хохлов
4.5. По Дегтерев и др., 2012
4.6–4.14. С. Ф. Хохлов
5.1–5.5. А. Н. Иванов
5.6–5.7. А. И. Моисеев
5.8–5.12. А. Н. Иванов
5.13. По Бинюков и др., 2019
5.14–5.18. А. Н. Иванов
5.19–5.21. А. И. Моисеев
6.1–6.4. А. Н. Иванов
6.5–6.7. И. А. Авессаломова, А. В. Савенко
6.8–6.9. А. Н. Иванов
6.10. И. А. Авессаломова, А. В. Савенко
6.11. А. Н. Иванов
6.12. И. А. Авессаломова, А. В. Савенко
6.13–6.15. А. Н. Иванов
6.16–6.17. И. А. Авессаломова, А. В. Савенко
6.18–6.20. А. Н. Иванов
6.21. И. А. Авессаломова, А.В. Савенко
6.22. А. Н. Иванов
6.23. И. А. Авессаломова, А.В. Савенко
6.24. А. Н. Иванов
6.25. И. А. Авессаломова, А.В. Савенко
6.26. А. Н. Иванов
7.1–7.3. А. Н. Иванов
7.4. Т. И. Хисматуллин
7.5. А. Н. Иванов
7.6–7.7. Т. И. Хисматуллин
7.8–7.11. А. Н. Иванов
7.12. Н. Н. Луговой, Е. М. Верещага, Е. А. Кравчуновская
7.13–7.14. Н. Н. Луговой
8.1–8.2. А. Н. Иванов
8.3. С. Ф. Хохлов
8.4. А. Н. Иванов
8.5–8.6. С. Ф. Хохлов
8.7–8.10. А. Н. Иванов
9.1. Отчет..., 2017

Приложения

1. Ю Р. Беляев
2. Н. Н. Луговой
3. С. Ф Хохлов
4. А. Н. Иванов, А. И. Моисеев
5. В. Н. Крайнов (Отчет..., 2017)
6. И. А. Авессаломова
7. А. В. Дегтерев (по Иванов и др., 2017)
8–9. Т. И. Хисматуллин
10–11. Н. Н. Луговой

**А. Н. Иванов, И. А. Авессаломова, Ю. Р. Беляев,
Н. Н. Луговой, А. И. Моисеев, А.В. Савенко,
Т. И. Хисматуллин, С. Ф. Хохлов**

ОСТРОВ МАТУА

**(комплексные географические исследования
вулканического островного ландшафта)**

Русское географическое общество
Штаб-квартира в Москве: Новая пл., д. 10, стр. 2, 109012, Москва, Россия
Штаб-квартира в Санкт-Петербурге:
пер. Гривцова, д. 10, литера А, 190000, Санкт-Петербург, Россия
Единый федеральный телефон/факс: 8 (800) 700-18-45
Международный телефон/факс: 8 (495) 225-27-56
E-mail: rgo@rgo.ru, www.rgo.ru

Издание подготовлено ООО «Паулсен»
Редактор Ольга Петрова
Дизайн и верстка Наталья Гриц
Корректор Ирина Розанова
Обработка иллюстраций Владимир Беляев

Издательство «Паулсен». 107031, Москва, Звонарский пер., 7
Тел. +7 (495) 624-86-05, www.paulsen.ru

Подписано в печать ???.11.2020. Формат 70x100/16.
Бумага офсетная. Печать офсетная. Тираж 300 экз.