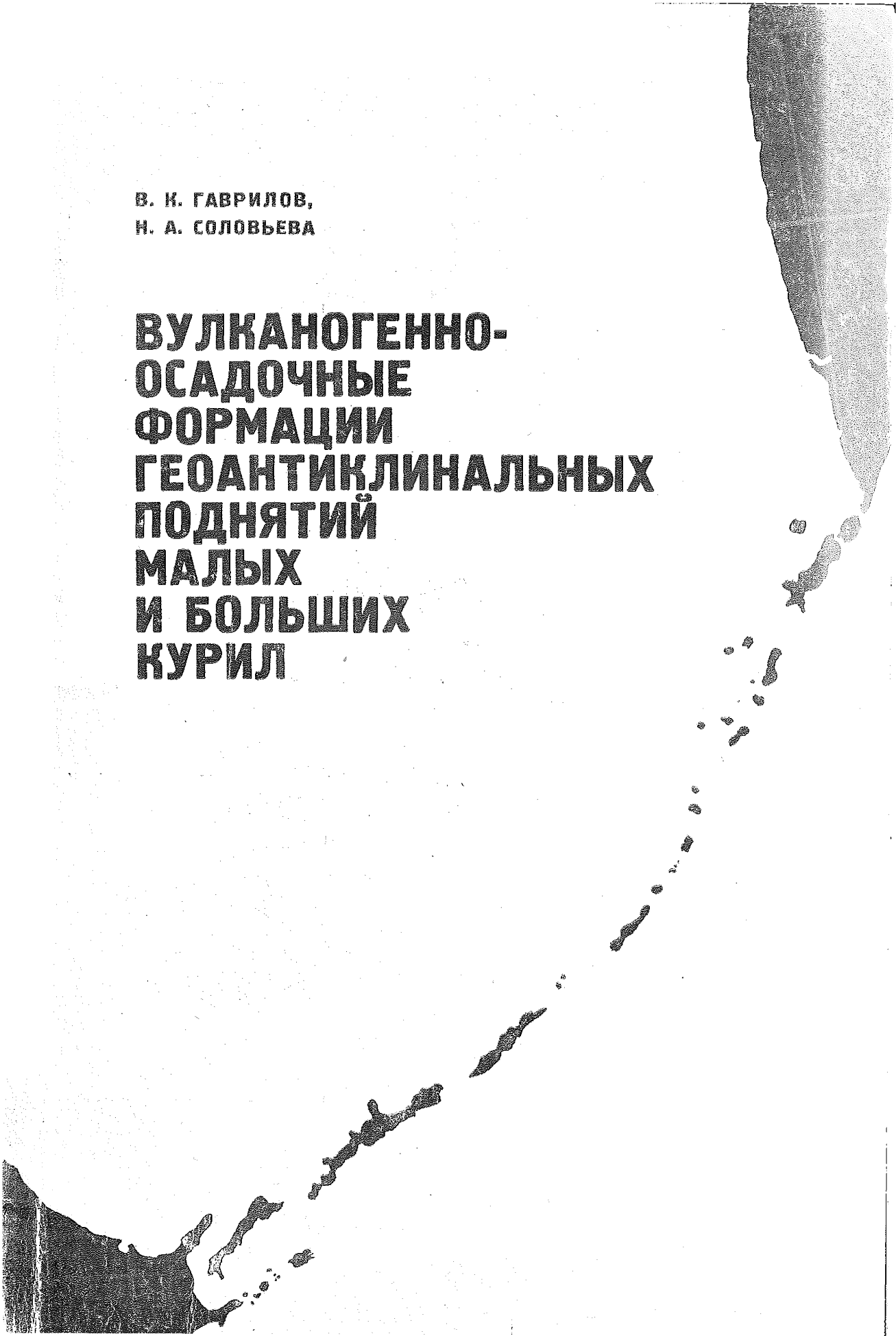
В. К. ГАВРИЛОВ,
Н. А. СОЛОВЬЕВА

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ ГЕОАНТИКЛИНАЛЬНЫХ ПОДНЯТИЙ МАЛЫХ И БОЛЬШИХ КУРИЛ



УДК 552.5 : 551.2(571.64)

В книге приводится детальное описание геологических разрезов верхнемеловых отложений Малой Курильской гряды и неогеновых отложений северной группы островов Больших Курил. Анализируются основные черты вулканогенно-осадочного литогенеза на Курильских островах в позднемеловое и неогеновое время. Особое внимание уделяется методике изучения вулканогенно-осадочных отложений, слагающих основной объем обеих формаций.

Книга представляет интерес для широкого круга геологов, занимающихся проблемами региональной геологии.

Г $\frac{0292\text{-}1487}{042(02)\text{-}73}$ 567-72

©Издательство «Наука», 1973.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Курильская островная дуга с каждым годом все больше привлекает внимание геологов и геофизиков. Общие проблемы геологии Курильских островов с различных позиций рассматривали В. В. Белоусов, Г. М. Власов, А. В. Горячев, П. Н. Кропоткин, Л. И. Красный, М. С. Марков, Ю. М. Пущаровский, Е. М. Рудич, А. Е. Святловский, В. И. Тихонов.

В последние годы геологи Сахалинского геологического управления и Сахалинского комплексного НИИ собрали большой материал по стратиграфии, тектонике и магматизму Курильских островов, значительная часть которого приведена в XXXI томе «Геологии СССР». Некоторые аспекты тектоники и истории геологического развития Курильского архипелага обсуждаются в статье Г. П. Вергунова, опубликованной в 1964 г. В 1966 г. вышла в свет монография К. Ф. Сергеева, в которой наряду со стратиграфией и тектоникой наиболее полно описаны известные к тому времени на Северных Курилах вулканические и интрузивные образования.

Многие вопросы геологии островов до настоящего времени остаются дискуссионными, что объясняется, главным образом, слабой геологической изученностью района. Недостаточно выяснены состав, возрастное положение и распространение стратиграфических комплексов, характер границ между ними; отсутствуют конкретные описания геологических разрезов. Мезокайнозойские отложения Курильской гряды не рассматривались с позиций формационного анализа, с помощью которого может быть решен ряд вопросов геологического развития региона.

В настоящей монографии впервые описываются и анализируются вулканогенно-осадочные формации Больших и Малых Курил. Большое внимание уделяется вопросам формирования вулканогенно-осадочных толщ, играющих основную роль в мезокайнозойском разрезе Курильских островов. Применительно к особенностям района разработана методика изучения вулканогенно-осадочных отложений.

Детальное изучение геологических разрезов, исследование вещественного состава пород позволило выявить основные закономерности вулканогенно-осадочного литогенеза в рассматриваемой области. Изучение вулканогенно-осадочных формаций немыслимо без исследования собственно вулканических образований, в связи с чем в работе большое внимание уделяется особенностям вулканизма на различных этапах геологической истории района.

Работа основывается на большом фактическом материале, собранном авторами на Курильских островах в течение 1963—1968 гг. во время полевых исследований. Кроме того, проанализированы и учтены материалы В. Е. Бевза, Г. М. Власова, Ю. С. Желубовского, Г. П. Вергунова, А. Ф. Прялухиной, Ю. Л. Неверова, Б. Н. Пискунова, С. М. Сапрыгина, К. Ф. Сергеева, И. Г. Смирнова, М. И. Стрельцова.

Полевые исследования проводились на всех островах Малой Курильской гряды. Неогеновая вулканогенно-осадочная формация Больших Курил рассматривается на примере северной группы островов — Парамушира и Шумшу. Кроме этих островов, полевые работы проводились также на островах Уруп, Итуруп и Кунашир.

Силикатные анализы горных пород выполнялись лабораторией физико-химических методов СахКНИИ ДВНЦ АН СССР под руководством Л. К. Марковой и Н. Е. Подклетного. В лаборатории Геологического института АН СССР, руководимой Э. С. Залманзон, были выполнены некоторые анализы глинистых пород и цеолитов. Большую помощь при изучении глинистых минералов оказали сотрудники лаборатории аутигенной минералогии ГИН АН СССР А. Г. Коссовская, В. Н. Шутов и В. И. Муравьев.

Графические материалы, исключая те, для которых указывается, откуда они заимствованы, являются оригинальными и выполнены в картбюро СахКНИИ под руководством Б. С. Васюка и А. С. Павлюченко. Шлифы горных пород изготовлялись под руководством И. И. Долгова, фотографирование их было выполнено Г. В. Беневольским.

При выполнении настоящей работы авторы использовали ценные советы и замечания Н. А. Богданова, Н. Г. Бродской, Л. С. Жидковой, А. Г. Коссовской, М. С. Маркова, Ю. Л. Неверова, Б. Н. Пискунова, К. Ф. Сергеева, В. И. Тихонова, И. В. Хворовой, В. Н. Шилова, Н. А. Штрейса. Всем упомянутым лицам приносим искреннюю благодарность.

ГЛАВА I

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОСТРОВОВ

Курильская островная дуга состоит из двух протяженных хребтов: Большой Курильской гряды и Малой Курильской гряды (рис. 1). Большая Курильская гряда прослеживается цепочкой островов от п-ова Сиретоко на о. Хоккайдо до южной оконечности п-ова Камчатка. Малая Курильская гряда, начинаясь от п-ова Немуро (о. Хоккайдо), переходит на северо-востоке в подводный хр. Витязя. Северо-западнее Курильских островов расположена Южно-Охотская глубоководная котловина, юго-восточнее — Курило-Камчатский глубоководный желоб.

Большую Курильскую гряду принято делить на три звена: Южное (острова Кунашир, Итуруп, Уруп), Среднее (острова Симушир, Матуа, Ушишир, Расшуа, Шиашкотан) и Северное (острова Парамушир, Шумшу, Онекотан, Атласова, Анциферова, Маканруши). В настоящей работе рассматриваются острова Парамушир и Шумшу Северного звена Курил; острова Атласова, Анциферова, Маканруши и Онекотан сложены преимущественно четвертичными вулканическими образованиями. Остров Парамушир — наиболее крупный остров Курильской гряды и выгодно отличается от других островов полнотой разрезов и условиями обнаженности, он вытянут с юго-запада на северо-восток более чем на 100 км, средняя ширина его 21—23 км. Длина о. Шумшу около 30 км, средняя ширина 15 км.

Малая Курильская гряда состоит из семи островов, наиболее крупный из которых о. Шикотан (длина 60 км, ширина 20 км).

Остальные острова — Полонского, Зеленый, Юри, Демина, Анучина, Танфильева — имеют гораздо меньшие размеры и в работе часто объединяются в группу Малых островов. Протяженность островной части Малой дуги (от о. Анучина до о. Шикотан) 120 км.

Сведения о геологии Курильских островов приведены в XXXI томе «Геологии СССР» (1964). Однако в нем не учтены материалы среднемасштабных геологических съемок и последних тематических исследований геологов СахКНИИ. Учитывая эти новые данные, кратко рассмотрим геологическое строение Малой и Большой Курильских гряд.

Рис. 1. Обзорная карта Курильских островов.

МАЛАЯ КУРИЛЬСКАЯ ГРЯДА

В геологическом строении Малой дуги принимают участие мезозойские и кайнозойские образования (рис. 2, 3). Мезозойские отложения датируются кампанским, маастрихтским и датским (?) ярусами верхнего мела и выделяются соответственно в матакотанскую, малокурильскую и зеленовскую свиты. Кайнозойские породы имеют предположительно неоген-четвертичный возраст и объединяются в комплекс Ноторо-Томари.

Матакотанские образования протягиваются полосой субмеридионального простирания, ширина которой достигает 10 км в районе бухты Звездной — мыса Углового и сужается до 3—5 км к северному окончанию о. Шикотан. Породы свиты обнажаются вдоль северо-западного побережья о. Шикотан и островов Полонского, Зеленого. Сложена свита лавовыми потоками базальтов и андезито-базальтов и грубообломочными вулканическими брекчиями. К верхней части свиты приурочены пачки мелкообломочных вулканогенно-осадочных пород с фауной кампанского возраста. Мощность свиты не менее 800 м.

Лежащие выше отложения малокурильской свиты обнажаются в центральной пониженной части о. Шикотан, слагают большую часть островов Полонского, Зеленого и весь о. Танфильева. Свита протягивается полосой, ширина которой меняется от 10 км на о. Шикотан до 20 км на островах Зеленый и Танфильева; сложена вулканогенно-осадочными образованиями пелитовой, алевритовой, псаммитовой и мелкопсефитовой размерности. В разрезе встречаются все переходные разности от туфов до осадочных пород. Породы свиты интрудированы многочисленными силлами щелочного оливин-базальтового состава (Казакова и др., 1967). На отложениях матакотанской свиты малокурильские образования залегают в общем согласно. Отмечаемые в некоторых районах несогласия носят локальный характер. Многочисленные находки фауны в алевролитах малокурильской свиты на о. Шикотан позволяют довольно уверенно датировать вмещающие породы маастрихтским ярусом верхнего мела («Геология СССР», 1964). На Малых островах (Полонского, Зеленый и Танфильева) фаунистические остатки в породах свиты отсутствуют. Не исключена возможность, что здесь вскрываются более молодые горизонты малокурильской свиты. Мощность свиты колеблется от 300 м на о. Шикотан до 1000 м на Малых островах.

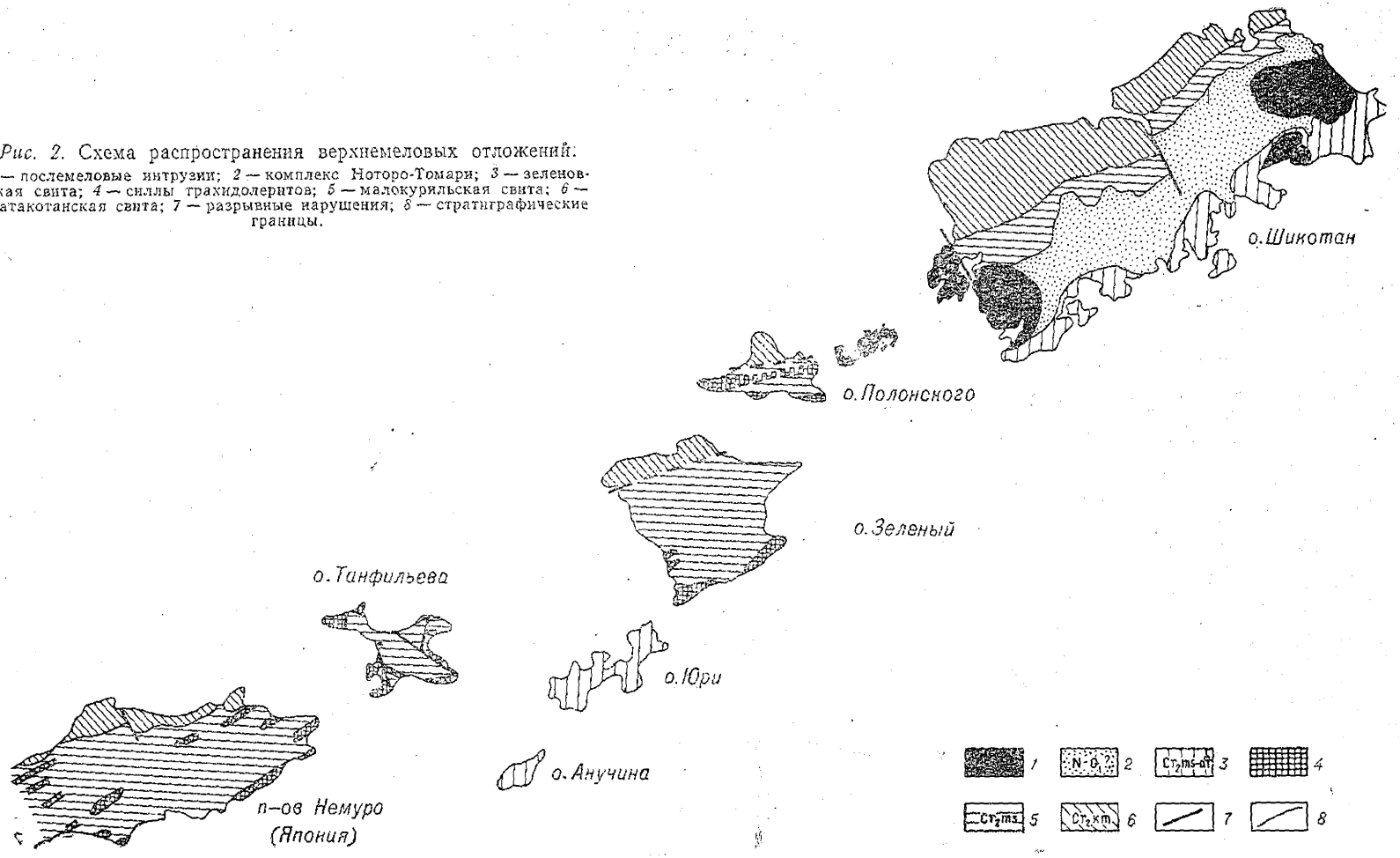
Отложения зеленовской свиты обнажаются по юго-восточному побережью о. Шикотан и на островах Юри, Анучина, Демина. Свита сложена лавами, лавобрекчиями, вулканическими брекчиями базальтов и андезито-базальтов. Резкая фациальная изменчивость свиты, отсутствие фаунистических остатков и маркирующих горизонтов затрудняет составление сводного геологического разреза и не позволяет достаточно достоверно сопоставить между собой отложения свиты, вскрывающиеся на разных островах.

О возрасте зеленовской свиты до настоящего времени единого мнения нет; мы возраст свиты условно принимаем датским (комплекс «Дзюбои» у Т. Немото). Мощность свиты не менее 800 м.

На отложениях зеленовской свиты несогласно залегают породы комплекса Ноторо-Томари. Они слагают центральный хребет о. Шикотан и представлены эффузивами и агломератовыми туфами базальтового и андезито-базальтового состава. В отличие от верхнемеловых пород, которые формировались в морских или субэральных условиях, эффузивы этого комплекса представляют собой континентальные образования. В районе бух. Церковной видно, как лавы комплекса Ноторо-Томари несогласно перекрывают породы зеленовской свиты. Возраст пород комплекса, по мнению большинства исследователей, неоген-четвертичный (?).

Рис. 2. Схема распространения верхнемеловых отложений.

1 — послемеловые интрузии; *2* — комплекс Ноторо-Томари; *3* — зеленовская свита; *4* — силлы трахидолеритов; *5* — малокурильская свита; *6* — матакотанская свита; *7* — разрывные нарушения; *8* — стратиграфические границы.



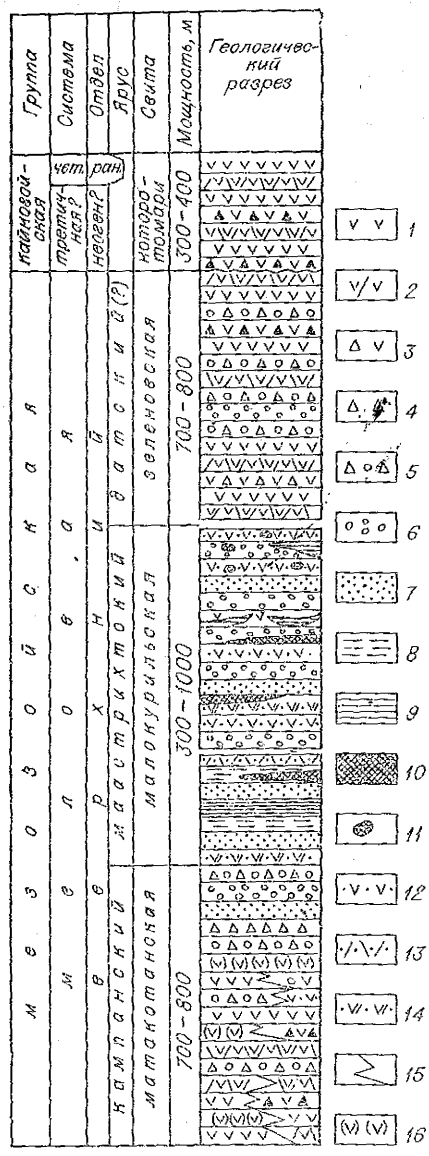


Рис. 3. Сводная стратиграфическая колонка верхнемеловых отложений:

1 — массивные базальты и андезито-базальты; *2* — лавобрекчии; *3* — агломераты; *4* — вулканические брекчии; *5* — конгломерато-брекчии; *6* — конгломераты; *7* — песчаники; *8* — алевролиты; *9* — аргиллиты; *10* — трахидолериты; *11* — обломки трахидолеритов; *12* — туфы основного состава; *13* — туфы кислого состава (витрокластические); *14* — тефроиды, туффиты; *15* — фациальные границы; *16* — шаровая отдельность.

Рыхлые четвертичные образования представлены осадками морских террас, делювиальными, аллювиальными и, в незначительной степени, озерными отложениями.

Общая мощность отложений, вскрывающихся на Малой гряде, не превышает 2600 м.

На о. Шикотан известны два крупных (25 км^2 и 20 км^2) интрузивных массива, обнажающихся на северо-западе и юго-востоке острова. Массивы сложены габбро-норитами, оливиновыми и лейкократовыми габбро, изредка встречаются габбро-анортозиты и габбро-перидотиты («Геология СССР», 1964). Возраст интрузивных массивов достоверно не выяснен. Установлено, что они прорывают отложения малокурильской свиты, однако взаимоотношения пород массивов и образований зеленовской свиты и комплекса Ноторо-Томари пока неизвестны. Обычно их возраст считается позднемеловым или палеогеновым. Среди отложений всех свит обнаружено значительное количество даек, сложенных габбро и диабазами.

Большая часть геологов представляет структуру Малых Курил в виде моноклинали, полого наклоненной к юго-востоку и осложненной многочисленными разрывными нарушениями.

Среди нарушений известны продольные и поперечные разрывы. Продольные разломы являются магмоконтролирующими структурами; предполагается, что часть их по своей морфологии относится к взбросам или сбросам; время их заложения относится к кампану. По мнению М. И. Стрельцова (1970), поперечные разрывы более молодые и относятся к взбросо- и сбросо-сдвигам; амплитуда горизонтальных перемещений по ним достигает 0,5—2,5 км.

БОЛЬШАЯ КУРИЛЬСКАЯ ГРЯДА

Стратиграфия. В геологическом строении островов Большой Курильской гряды участвуют неогеновые и четвертичные отложения. Некоторые исследователи, по аналогии с Камчаткой и Японией, считают, что нижние части разреза относятся к палеогену, однако это предположение пока ничем не подтверждено.

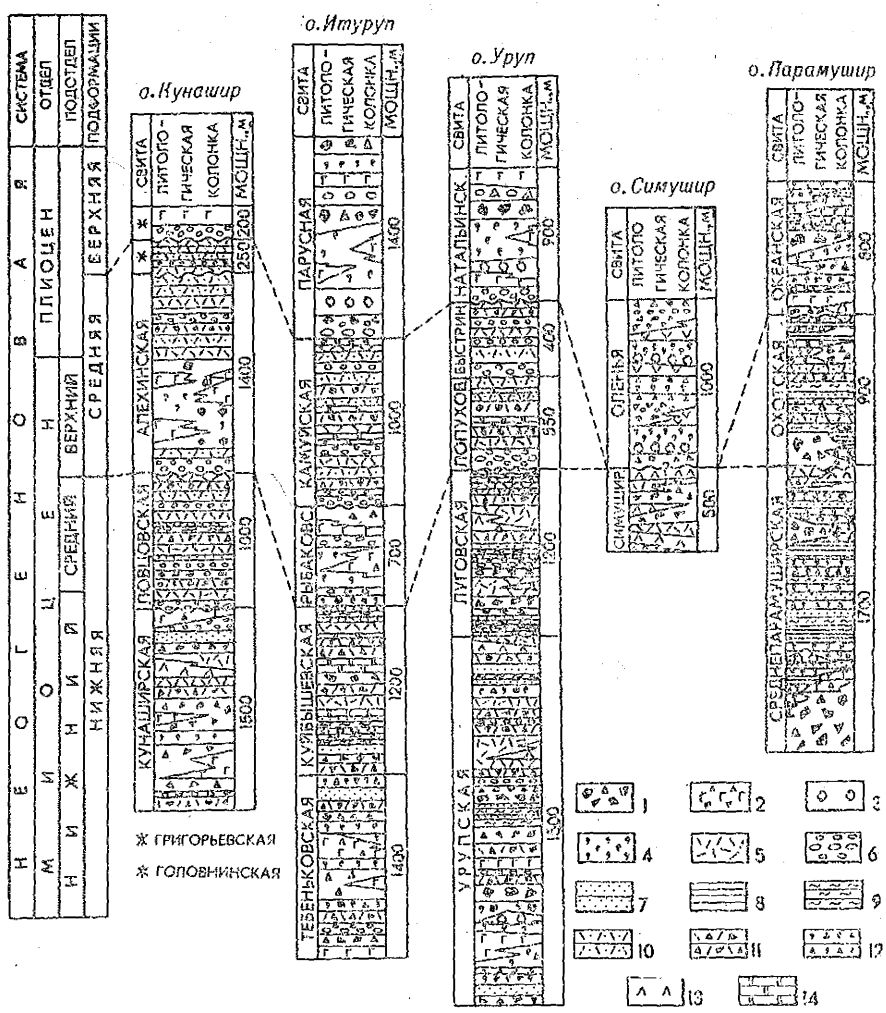


Рис. 4. Схема сопоставления неогеновых отложений:

1 — вулканические брекчии переменного состава; *2* — лавы и лавобрекчии основного состава; *3* — шаровые лавы; *4* — туфы основного состава; *5* — туфы кислого состава; *6* — конгломерато-брекчии; *7* — песчаники; *8* — чередование песчаников и алевролитов; *9* — алевролиты; *10* — пемзосодержащие отложения; *11* — туффиты кислого состава; *12* — туффиты основного состава; *13* — лавы кислого состава; *14* — туфодиатомиты.

Изучение третичных отложений связано с определенными трудностями: пространственной разобщенностью различных стратиграфических комплексов и частым отсутствием контактов между ними; отсутствием маркирующих горизонтов; редкостью фаунистических остатков и их слабой изученностью; резкой фациальной изменчивостью отложений и т. п. Все это вместе со все еще слабой изученностью отложений, приводит к разногласиям в определении возраста и стратиграфического положения отдельных свит, а также в вопросе об их сопоставлении.

Принятая нами схема стратиграфии основана на данных среднемасштабных геологических съемок и материалах личных исследований. Схема сопоставления стратиграфических комплексов различных островов (рис. 4) составлена совместно с Б. Н. Пискуновым.

В связи с тем, что сопоставляемые нами стратиграфические комплексы в ряде случаев имеют несколько различающийся возраст, при изложении материала третичные отложения удобнее подразделить следу-

ющим образом: нижне-среднемиоценовые, верхнемиоцен-плиоценовые, плиоценовые. Разрез кайнозойских отложений венчают образования четвертичной эпохи.

Нижне-среднемиоценовые отложения известны на всех крупных островах Большой Курильской дуги (Кунашир, Итуруп, Уруп, Парамушир, Шумшу). В последнее время появились данные о наличии отложений этого возраста на островах Средних Курил — Симушире, Матуа, Ушишире, Расшуа и Шиашкотане (Мархинин, Стратула, 1964). Нижне-среднемиоценовым отложениям соответствуют свиты: купаширская и ловцовская на о. Кунашир, тебеньковская и куйбышевская на о. Итуруп, урупская и луговская на о. Уруп, симуширская на о. Симушир, среднепарамуширская на о. Парамушир. В отдельных районах наблюдаются несогласные взаимоотношения между свитами, входящими в состав рассматриваемого комплекса пород; нижняя граница комплекса нигде не обнажена.

Образования этого возраста представлены разнообразными вулканическими и вулканогенно-осадочными породами — туфами, туффитами, лавами, лавобрекчиями, вулканическими брекчиями и конгломерато-брекчиями, песчаниками, алевролитами и туфодиатомитами. Петрохимический состав магматического материала довольно разнообразен, однако устанавливается общая приуроченность эффузивных пород основного и среднего состава к нижним частям разреза, а средних и кислых — к верхним.

Видимая мощность нижне-среднемиоценовых отложений изменяется в довольно широких пределах: от 500 м (о. Симушир) до 3900 м (о. Уруп).

Отложения верхнего миоцена-плиоцена широко распространены на Южных и Северных Курильских островах. На островах Среднего звена Большой Курильской дуги эти отложения в настоящее время неизвестны. Может быть, они входят в состав тех толщ, которые условно считаются миоценовыми. Верхнемиоцен-плиоценовым отложениям соответствуют свиты: алёхинская на о. Кунашир, рыбаковская и камуйская на о. Итуруп, лопуховская и быстринская на о. Уруп, охотская на о. Парамушир. На островах Кунашир и Уруп эти отложения залегают на образованиях нижнего — среднего миоцена с размывом; кроме того, здесь отмечаются несогласия и между отдельными свитами, входящими в состав рассматриваемого комплекса пород. На о. Итуруп взаимоотношения нижне-среднемиоценовых и верхнемиоцен-плиоценовых отложений являются согласными, однако внутри последних также наблюдаются несогласия. На территории Северных Курил отложения охотской свиты в одних районах залегают с размывом на породах среднепарамуширской свиты, в других местах обе свиты связаны постепенными переходами.

Отложения верхнего миоцена-плиоцена представлены конгломератами, конгломерато-брекчиями, туфами, туффитами, лавами, пемзовыми брекчиями, гравелитами, песчаниками, алевролитами и туфодиатомитами. Встречаются единичные маломощные потоки андезито-базальтов, андезитов и дацитов. Эта часть неогенового разреза отличается значительным количеством пемзы, присутствующей во многих разновидностях пород, благодаря чему отложения приобретают белесоватый облик. Нередко породы, особенно в верхних частях разреза, слабо сцементированы.

Основное значение в формировании отложений этого возраста имел пирокластический материал кислого состава. Наряду с этим известны разрезы, в которых появляются лавово-пирокластические пачки пород основного и среднего состава (например, разрез рыбаковской свиты на о. Итуруп).

Общая мощность верхнемиоцен-плиоценовых отложений изменяется в пределах 850—1700 м.

Плиоценовые отложения известны на всех островах Большой Курильской гряды. Им соответствуют свиты: григорьевская и головнинская* на о. Кунашир, парусная на о. Итуруп, натальинская на о. Уруп, оленья на о. Симушир, океанская на о. Парамушир. На островах Кунашир, Итуруп и Уруп плиоценовые отложения залегают на верхнемиоцен-плиоценовых несогласно, подобные же взаимоотношения предполагаются и для о. Симушир. На островах северной группы несогласие в основании этого комплекса пород, по-видимому, локальное.

Отложения плиоценового возраста представлены конгломерато-брекчиями, вулканическими брекчиями, агломератами и лавами основного и среднего состава. Менее развиты гравелиты и грубозернистые песчаники.

Общая мощность плиоценовых отложений изменяется от 200 до 1000 м.

Четвертичные отложения на территории всех островов Большой гряды широко распространены и характеризуются разнообразным составом и происхождением. Возрастное расчленение их производится в значительной степени условно из-за отсутствия фауны и спорово-пыльцевых спектров. Кроме осадков морских террас, на островах известны эоловые, делювиальные, аллювиальные и озерные отложения.

На островах Большой гряды насчитывается свыше 100 вулканов, из которых более 40 являются действующими. Кроме того, в районе Больших Курил океанологическими исследованиями установлено большое количество подводных вулканов (Затонский и др., 1961). Вулканические образования четвертичного возраста представлены лавами и пирокластическими породами основного и среднего состава; более кислые разности встречаются редко.

Интрузивные образования. Кроме вулканитов, входящих в состав стратифицированных толщ, в пределах всех островов известны многочисленные субвулканические интрузивные тела, связанные с теми или иными этапами вулканической деятельности.

На островах Кунашир, Уруп и Парамушир вскрываются гипабиссальные и приповерхностные интрузии, сложенные преимущественно диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами и плагиогранитами. Размеры интрузивных массивов варьируют от 1—2 до 30 км^2; по форме они часто близки к штокам. На основании геологических соотношений считается, что интрузивы являются среднемиоценовыми. Однако определение абсолютного возраста интрузивных пород из некоторых массивов показало их позднемиоценовый и плиоценовый возраст (Фирсов, 1964). Возможно, эти интрузивные тела разновозрастные. Интересно, что галька плагиогранитов обнаружена не только на Итурупе, в пределах которого существование на некоторой глубине подобных пород предполагается многими исследователями, но и на островах среднего звена Больших Курил (Мархинин, 1967).

Тектоника. Наряду с большим количеством исследований, в которых в общей форме рассматриваются вопросы структурного положения и происхождения Курильских островов, имеются лишь единичные работы, содержащие конкретные сведения о характере тектонического устройства островов Большой Курильской гряды. К ним относятся работы Г. П. Вергунова (1964) и К. Ф. Сергеева (1966).

По мнению этих исследователей, большое значение для формирования структуры островов имели фазы складчатости; структура третичных отложений характеризуется значительной сложностью и представляется в виде совокупности нескольких несогласно залегающих складчатых комплексов, которые обладают различным структурным планом

* Некоторые исследователи высказывают мнение о плейстоценовом возрасте образований головнинской свиты (Мархинин, 1967).

образующих их пород. Г. П. Вергунов и К. Ф. Сергеев отмечают сильную дислоцированность наиболее древних третичных отложений.

В последние годы получены геологические материалы, позволяющие уточнить, а в ряде случаев и пересмотреть некоторые из существующих представлений о тектонике островов.

Исследования на Северных Курилах (Гаврилов, 1970) показали, что острова Парамушир и Шумшу представляют собой часть единой геоантиклинальной зоны и состоят из кулисообразно расположенных антиклинальных складок и вулкано-тектонических депрессий. В строении антиклинальных складок наблюдается асимметрия: слои горных пород на северо-западных крыльях наклонены более круто, чем на восточных. Характерно распространение относительно простых структур, в общем лишенных широко известных черт «альпийской тектоники», и отсутствие региональных несогласий, которые могли бы свидетельствовать о проявлении фаз складчатости. Наряду с этим существует множество внутриформационных несогласий.

Все третичные комплексы участвуют в формировании единой структуры и относятся к одному структурному ярусу.

Среди разрывных нарушений выделяются два основных типа — продольные и поперечные по отношению к простиранию структур. Важнейшими среди дислокаций продольного направления являются зоны проницаемости, вдоль которых расположены вулканические центры и интрузивные массивы различного возраста. Отдельные отрезки зон проницаемости кулисообразно подставляют друг друга. Время возникновения продольных разрывов, вероятно, относится к раннему миоцену. Судя по извержению некоторых вулканов, они активны и в настоящее время. Поперечные разломы сопровождаются зонами смятия пород, тектоническими брекчиями, раздавливанием обломков. Вдоль наиболее крупных разломов появляются «нехарактерные» субширотные простирания слоев пород и мелкие приразломные складки. Система поперечных разрывных нарушений скорее всего также сформировалась в раннем миоцене.

Основные особенности антиклинальной структуры островов Парамушир и Шумшу присущи и другим островам Большой Курильской гряды. Так, по данным М. И. Стрельцова (1970), даже наиболее древние отложения островов Уруп и Кунашир отличаются слабой дислоцированностью. В ряде случаев разновозрастные отложения вообще не различаются по этому признаку, даже, наоборот, углы падения плиоценовых пород несколько круче, чем у верхнемиоцен-плиоценовых слоев. Эти факты не позволяют говорить о неоднократном проявлении фаз складчатости на территории Больших Курил.

Среди исследователей нет единой точки зрения о геологической природе Курильской гряды. Группа геологов (Белоусов, Рудич, 1960; Горячев, 1960; и др.) считает Курильские острова своеобразным негеосинклинальным сооружением, развитие которого связано с глыбовыми движениями земной коры. Эти взгляды основывались, главным образом, на существовавших ранее представлениях об однообразии осадочных и магматических образований и их малых мощностях. С точки зрения другой группы исследователей (Заварицкий, 1946а; Шатский, Богданов, 1961; Васильковский, 1963, 1968; Пущаровский, 1964; Марков и др., 1967), Курильская островная гряда является современной геосинклинальной системой.

Мы разделяем вторую точку зрения. О принадлежности Курильской зоны к современной геосинклинальной системе свидетельствуют: линейность и контрастность рельефа, особенности строения земной коры, обилие магматических образований, повышенная сейсмичность, слабое проявление складкообразующих движений и т. п. Как справедливо замечает Л. И. Красный (1966), структурные элементы Курильских островов

трудно приравнять к соответствующего типа структурам областей завершенной складчатости. «Узкие «гребневидные» островные дуги невозможно сопоставить с антиклинориями... Естественнее в области формирующейся геосинклинали различать отдельные поднятия и прогибы с тенденцией к геоантиклинальному и геосинклинальному развитию» (стр. 437). По М. С. Маркову (Марков и др., 1967), современная Курильская геосинклинальная система состоит из Южно-Охотской зоны опусканий (остаточной впадины), геоантиклинального поднятия Больших Курил, Срединно-Курильского геосинклинального прогиба, геоантиклинального поднятия Малых Курил и Курило-Камчатского геосинклинального прогиба.

Протяженность геоантиклинальных поднятий 1200—1300 км, ширина 25—40 км. Дно геосинклинальных прогибов опущено по отношению к смежным геоантиклинальным поднятиям на глубину от 3000 м (средняя часть Срединно-Курильского прогиба) до 11 700 м (Курило-Камчатский прогиб). Многие исследователи, ссылаясь на существование в рельефе дна крутых уступов, считают, что обе геоантиклинали отделяются от смежных прогибов разломами.

ГЛАВА II

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ДИАГНОСТИКИ И КЛАССИФИКАЦИИ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

В геологической истории Курильских островов вулканизм играет основную роль, обусловливая вещественный состав пород и строение разрезов. Только разобравшись в характере вулканизма, вместе с биостратиграфическими данными и знанием структуры района можно правильно интерпретировать возрастную последовательность пачек горных пород.

Основной метод работы заключался в выделении и анализе вулканогенно-осадочных формаций. С этой целью изучались состав и строение отдельных частных разрезов, затем выделялись и прослеживались по площади крупные комплексы горных пород, выяснялось взаимоотношение этих комплексов между собой.

В дальнейшем основное внимание уделялось вопросам происхождения материала, слагающего геологический разрез островов.

При исследованиях в любой области широкого развития вулканизма совершенно необходимо различать материал осадочного и вулканического происхождения. На Курильских островах это сделать очень трудно, так как здесь терригенный материал по своему происхождению является вулканическим. В этих условиях особое значение приобретает детальное изучение вещественного состава вулканогенно-осадочных отложений. По принятой нами методике (Бродская и др., 1970), при анализе состава отложений, слагающих какой-либо частный разрез, выделялись определенные ассоциации кристаллов, вулканического стекла, обломков пород, рассматривался их состав, форма, особенности распределения в породах, степень и характер изменения, т. е., по-существу, выделялись определенные парагенезы обломков, характерные для того или иного разреза. Затем сравнивались наиболее четко выделяемые ассоциации обломков по различным разрезам изучаемых толщ, определялось соотношение различных ассоциаций друг с другом. После этого устанавливался генезис различного материала, участвовавшего в составе пород.

ДИАГНОСТИКА И КЛАССИФИКАЦИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Основные положения применяемой в настоящей работе классификации взяты из материалов Всесоюзного семинара по классификации вулканогенно-осадочных (обломочных) пород (1970) и несколько изменены применительно к особенностям района.

В областях активного вулканизма обычно намечается довольно четкая зональность: по мере удаления от вулканических построек меняется роль эффузивных и пирокластических образований в разрезе, состав и размер обломочного материала, форма и степень окатанности обломков и характер чередования пород. Известно, что в непосредственной близости от вулканических аппаратов накапливаются толщи лавовых потоков и грубообломочный материал, образовавшийся при разрушении

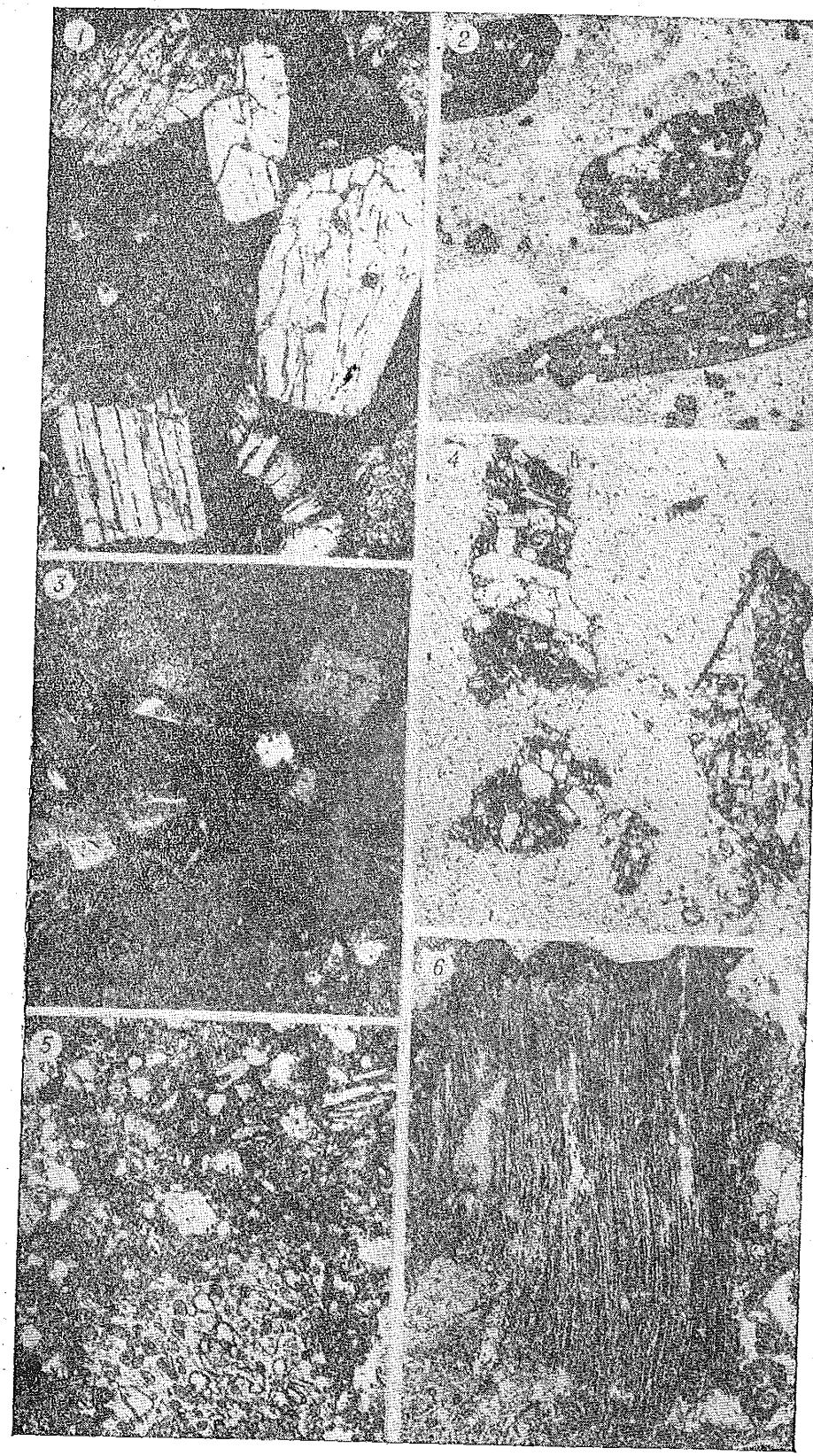
вулканических построек, выбросах грубообломочной пирокластики (бомб, лапиллей и т. д.) и раздроблении пробки жерла вулканов. На некотором удалении от очагов извержения осаждаются мелкообломочный пирокластический и резургентный материал, образующий туфовые породы; вулканомиктовые обломки, представляющие собой продукты размыва вулканических построек и вулканогенно-осадочных толщ, слагающих разрез; терригенные компоненты, принесенные в бассейн с отдаленных участков суши, а также биогенный и хемогенный материал.

В течение всей вулканической деятельности, особенно в момент завершения вулканизма, в зонах вулканогенно-осадочного литогенеза образуются субвулканические тела — пластовые (силлы) и секущие (дайки). Несмотря на то, что эффузивные и субвулканические тела не являются объектом литологического изучения и проблема их образования не имеет непосредственного отношения к вулканогенно-осадочному литогенезу, при выяснении условий вулканогенно-осадочной седиментации необходимо изучить их состав и размещение. Состав эффузивных и субвулканических образований часто помогает при диагностике пирокластических и вулканомиктовых компонентов, текстурные особенности позволяют восстановить ландшафтные черты бассейна, а местоположение лавовых потоков указывает на близость вулканических построек. Основным объектом исследований при изучении вулканогенно-обломочных отложений является обломочный материал, накапливающийся в бассейне, его генезис, состав, степень обработки и условия захоронения.

Генетические фракции обломков

Весь обломочный материал, слагающий породы верхнемелового и неогенового разрезов Курил, можно разделить на несколько генетических фракций: пирокластическую, вулканомиктовую, собственно терригенную и биогенную (рис. 5, табл. 1). Состав, форма и размер обломков каждой фракции, кроме биогенной, зависят от типа эксплозивного вулканизма, состава магматического расплава, состава пород, слагающих вулканические постройки, и удаленности последних от места осадконакопления. Важную роль в судьбе обломочного материала играют глубина бассейна, течения, действие турбидных потоков, нарушения тектонического и атектонического порядка. Все эти факторы, действуя в совокупности, образуют тот сложный характер чередования пород, который свойствен зонам вулканогенно-осадочного литогенеза.

Ювенильные обломки пирокластической фракции (продукты выброса жидкой лавы) состоят из обломочного материала разной гранулометрии. Размеры обломков различные — от десятка сантиметров до долей миллиметра. Формы обломков: сглаженные для бомб и лапиллей, угловатые для большей части мелких пирокластических фрагментов, правильные кристаллографические очертания для обломков кристаллов и характерные рогульчатые для тонкого витрического (пеплового) материала. Породы, сложенные необработанной пирокластикой, уже издавна изучались вулканологами и получили название туфов. В зависимости от размеров обломочных компонентов выделяются агломератовые, псефитовые, псаммитовые, алевритовые или пелитовые туфы; последние обычно сложены рогульками стекла и известны в литературе как пепловые туфы. В схеме намечается зависимость состава пирокластических обломков от их размерности и зональное распределение обломков различного размера. Наиболее крупные продукты вулканической эксплозии, размеры которых исчисляются сантиметрами и десятками сантиметров, представлены преимущественно литокластами (обломками пород). Эти обломки накапливаются вблизи подножья вулканической постройки, где слагают агломератовые туфы. Несколько дальше от центра извержения накапливаются обломки псефитовой размерности,


1
2
3
4
5
6

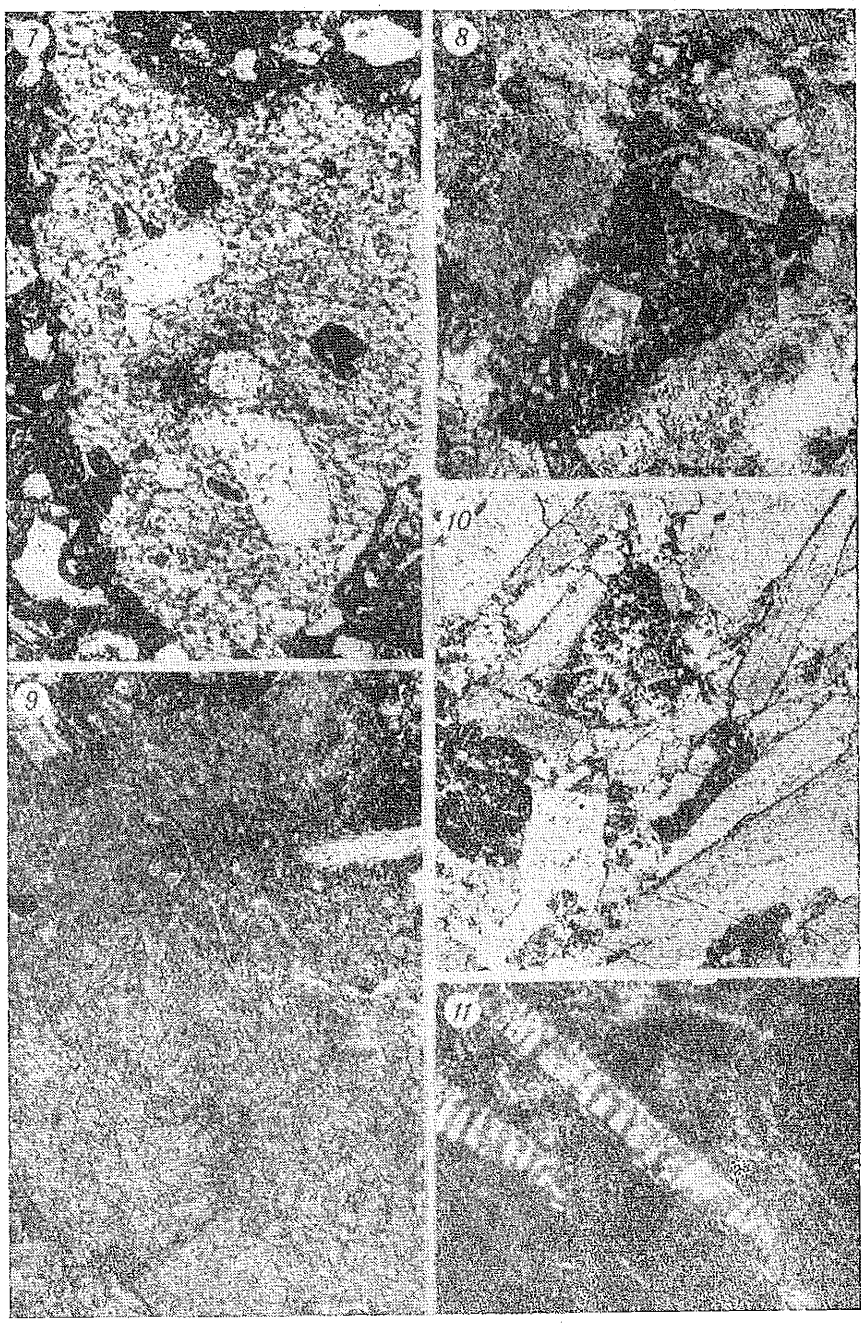


Рис. 5. Обломки различных генетических фракций:
1—2 — кристаллокластические; *3—4* — резургентные; *5—6* — витрокластические; *7—8* — вулканомиктовые; *9* — терригенные; *10—11* — биогенные.

в которых роль кристаллов увеличивается по мере уменьшения размерности обломочного материала. В следующей зоне выпадают обломки псаммитовой размерности самого различного состава. В строении псаммитовых туфов в равной степени принимают участие лито-кристалло- и витрокласты. Туфы алевритовой размерности состоят преимущественно из кристаллокластического материала, способного разноситься дальше псаммитовых обломков. И, наконец, пепловые туфы, выпадающие наи-

Таблица 1

Характеристика основных типов генетических обломочных фракций

Фракция	Генезис	Чем представлена	Форма обломков	Размер обломков	
				>10 мм	<10 мм
Пирокластическая ловеильная	Жидкие продукты вулканических эксплозий	Вулканическое стекло, кристаллы, литокласты	Угловатые, иногда оплавленные	Агломераты	Туфы
Пирокластическая ретургентная	Твердые продукты вулканических эксплозий	Преобладают литокласты	Угловатые, часто причудливой формы	Вулканические брекчии	Тефроиды, туффиты
Вулканомиктовая	Продукты разрушения местных вулканических построек, размыв нижележащих толщ	Преобладают литокласты, реже обломки кристаллов, вулканическое стекло	Угловатые, полуокатанные	Конгломерато-брекчии (коиглобрекчии)	Вулканомиктовые гравелиты, песчаники, алевролиты
Терригенная	Размыв отдаленных участков суши	Метаморфические и метаморфизованные породы, гранито-гнейсы, сланцы и т. д.	Хорошо окатанные, часто галька	Самостоятельных типов пород не образуют	
Биогенная	Окаменевшие остатки флоры и фауны	Растительный детрит, диатомеи, радиолярии, иноцерамы	Часто обломанные, иногда окатанные	Вместе с обломками пирокластической фракции образуют туффиты	

более далеко от центра вулканического извержения, сложены в основной своей массе тонким витрическим материалом.

Необходимо заметить, что такая идеальная картина зонального распределения пирокластического материала практически не встречается в разрезах ископаемых вулканогенно-осадочных толщ, потому что на распределение обломочного материала влияет много факторов: сила вулканического взрыва, скорость ветра, сила и скорость морских течений, действие турбидных потоков, условия осадочной седиментации данного бассейна и т. д. Вследствие изменения действия всех этих факторов во времени, обмолочный материал неоднократно переотлагается до полного захоронения. Влияние различных факторов сказывается тем сильнее, чем меньше размерность пирокластического материала. Поэтому агломератовые туфы довольно четко указывают на близость вулканической постройки, пепловый материал может встречаться как вблизи вулканических центров, так и на значительном удалении от них. Однако зональное распространение пирокластических компонентов в общем виде несомненно существует, и при рассмотрении разреза вулканогенно-осадочной толщи в целом, учет преобладающей роли обломков того или иного размера в различных частях разреза помогает определить степень приближенности данной зоны седиментации к центру вулканического извержения.

Вместе с тем существует значительная группа пород, состоящая на 90% из ювенильных и резургентных обломков, т. е. генетически тесно связанная с эксплозивной вулканической деятельностью, но характеризующаяся (в отличие от туфов) слабой переработкой обломочного материала в морской среде: плагиоклазы здесь сильнее разрушены, темноцветные минералы и литокласты слегка окатаны; породы обеднены легкими компонентами, такими, как стекло, и обогащены более тяжелыми (рудными и темноцветными). Такие породы И. В. Хворова предложила называть тефроидами («Классификация...», 1970).

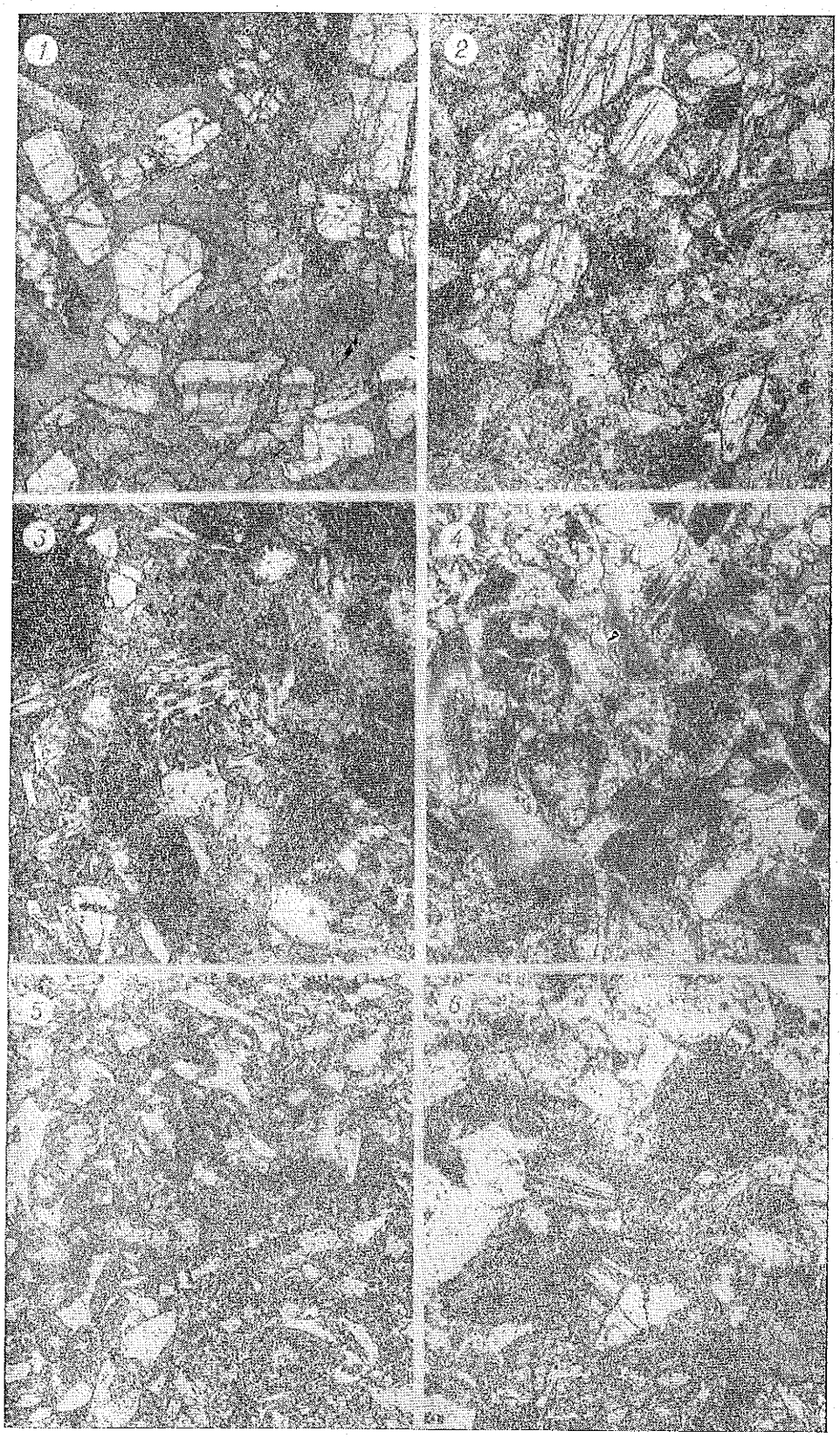
Тефроиды, как продукт переработки и переотложения тефры (пирокластического материала), генетически тесно связаны с туфами, образовавшимися из той же пирокластики, но непереработанной. В разрезе тефроиды тесно ассоциируют с туфами, обычно подстилая и перекрывая туфовые слои. Изучение и диагностика их возможны только путем сравнения с туфовыми разностями, так как существуют все степени переработки пирокластического материала и начало ее с трудом улавливается при анализе породы; некоторые разности тефроидов легко могут быть причислены к туфам.

Резургентные обломки пирокластической фракции. Термин «резургентные» употребляется многими вулканологами для обломков пород, выбрасываемых в твердом состоянии при раздроблении вулканического жерла. Ритман (1964) такие обломки называет песком или лапиллями, в отличие от пепла и бомб, состоящих из вязкой (в момент выброса) лавы. Генетически эти обломки тесно связаны с ювенильным материалом, но по составу аналогичны продуктам более древних извержений. Во всех случаях в резургентной группе резко преобладают литокласты. Форма этих обломков часто очень причудливая, нередко остроугольная, а размеры соответствуют размерам литокластических ювенильных компонентов. Большая часть резургентного материала накапливается вблизи центра извержения, где образует вулканические брекчии и агломератовые туфы. Более мелкий материал, наряду с ювенильным, участвует в строении туфов псаммитовой и псефитовой размерности и самостоятельных прослоев, как правило, не образует.

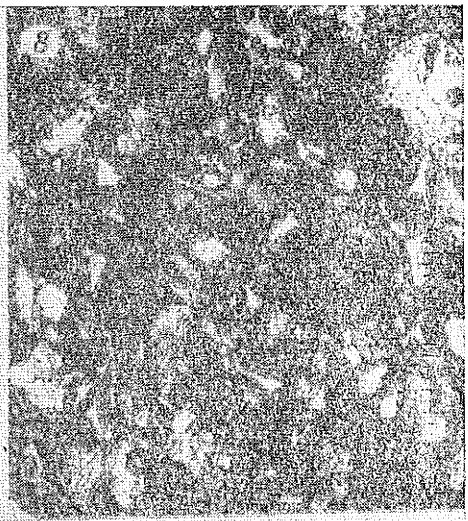
Вулканомиктовая фракция. Вулканомиктовый материал образуется при размыве вулканических построек и толщ, слагающих разрез, а также при дальнейшем перемыве обломков пирокластической фракции. Представлен он разнообразными обломками пород, стекла и кристаллов. Обломочный материал обычно в той или иной степени обработан морской средой, нередко слабо окатан. Размеры обломков варьируют от долей миллиметра до нескольких метров. Характер распределения обломков определяется условиями бассейна (глубиной, скоростью и направлением течений), а также размерностью и удельным весом обломочного материала. Эти обломки слагают вулканомиктовые породы: конгломерато-брекчии, конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты, на образование которых вулканический фактор непосредственно не влияет. Таким образом, по генезису эти породы являются осадочными образованиями, их состав характеризует местный источник сноса, а структурно-текстурные особенности — среду седиментации.

Собственно терригенная фракция. Терригенные обломки образуются в результате разрушения отдаленных участков суши. По составу они очень разнообразны, несут следы длительной обработки в морской среде, часто хорошо окатаны. Размеры их колеблются от долей миллиметра до нескольких сантиметров. В верхнемеловом разрезе Малой Курильской дуги и неогеновом разрезе Больших Курил эти обломки играют незначительную роль и самостоятельного типа пород не образуют.

Биогенная фракция отличается большим разнообразием фрагментов, различной степенью окатанности и различными размерами. Она представлена скорлупками диатомей и радиолярий, спикулами губок,


1
2
3
4
5
6

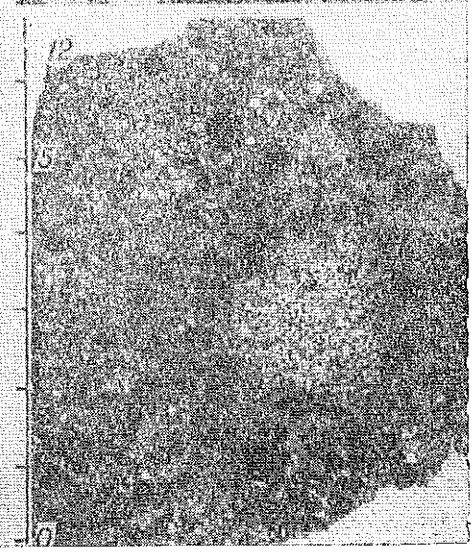
7


8

9

10

11


12

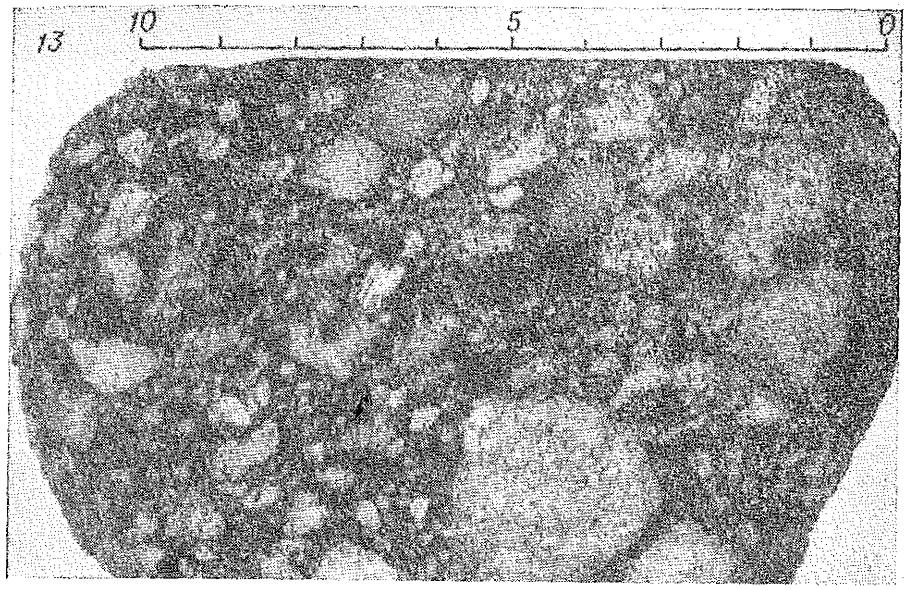


Рис. 6. Типы пород:

1 — лито-кристаллокластический туф, малокурильская свита, увел. 15, николь 1+; *2* — витро-кристаллокластический туф, малокурильская свита, увел. 60, николь 1; *3* — витро-литокластический туф, среднепарамуширская свита, увел. 60, николь 1; *4* — витрокластический туф, малокурильская свита, увел. 150, николь 1; *5* — витрокластический туф, среднепарамуширская свита, увел. 60, николь 1; *6* — лито-кристаллокластический тефроид, малокурильская свита, увел. 60, николь 1; *7* — витрокластический тефроид, среднепарамуширская свита, увел. 60, николь 1; *8* — диатомовый туффит (туфодиатомит), охотская свита, увел. 60, николь 1; *9* — песчаник, среднепарамуширская свита, увел. 15, николь 1; *10* — песчаник, охотская свита, увел. 15, николь 1; *11* — псаммитовый алевролит, охотская свита, увел. 150, николь 1; *12* — мелкообломочный конгломерат, матакотанская свита; *13* — мелкообломочная конгломерато-брекчия, охотская свита.

целыми раковинами и окатанными обломками раковин моллюсков. Особенно широко биогенные обломки распространены в вулканомиктовых породах малокурильской свиты. Самостоятельных пород биогенный материал не образует.

Типы пород

Применяемая в настоящей работе классификация вулканогенно-обломочных пород, по существу, является генетической. Однако авторы считают, что необходимо рассматривать отдельно породы, размер обломков в которых достигает 10 мм, и породы, сложенные обломками меньшей величины. Это вызвано существенно различными способами переноса и захоронения обломков различного гранулометрического состава. Обломки размером более 10 мм, как правило, не подвергаются значительной переработке в морской среде и захороняются вблизи источников сноса или эксплозий, в то время как обломки размером менее 10 мм разносятся по всей акватории бассейна. Величина 10 мм является, несомненно, условной, однако, на наш взгляд, необходимо при выделении отдельных типов пород учитывать и различия в гранулометрическом составе генетически однородных разностей.

В мезокайнозойском разрезе Курильских островов выделяются следующие типы пород (рис. 6):

I. Размер обломков 10 мм и более:

1. Агломерат — обломки пирокластического происхождения, однородны по составу и облику, цемент туфовый.

2. Вулканическая брекчия — обломки пирокластического происхождения, разнородные по составу (цемент туфовый).

3. Конгломерато-брекчия (конглобрекчия) — обломки полигенные, обычно разнородны по составу и степени окатанности; цемент (связующая масса) — мелко раздробленный вулканогенный материал.

II. Размер обломков менее 10 мм:

1. Туф (соответственно псефитовой, псаммитовой, алевритовой размерности). Обломки пирокластического происхождения, по составу довольно однородны, отсутствуют следы обработки фрагментов. Цемент хемогенный или состоит из мелкораздробленного вулканического стекла. По составу обломков выделяются лито-, кристалло-, витрокластические туфы и туфы смешанного состава. Витрокластические туфы, сложенные только вулканическим стеклом характерных рогульчатых форм, определяются как «пепловые» туфы.

2. Тефроид отличается от туфов слабой обработкой обломочного материала в морской среде. Тефроиды выделены нами только среди отложений малокурильской свиты, так как диагностика их требует очень детального макро- и микроскопического исследования, хорошо обнаженных разрезов, тесной ассоциации с туфами и туффитами.

3. Туффит состоит из смеси пирокластического, вулканомиктового и биогенного материала. Так как по составу пирокластические и вулканомиктовые обломки большей частью сходны, туффиты диагностируются с большим трудом. С одной стороны, они могут быть легко объединены с туфами и тефроидами (ортотуффиты), с другой — с вулканомиктовыми породами (паратуффиты)*. Наиболее легко диагностируется группа туффитов, состоящих из смеси пирокластического и биогенного материала. В тех случаях, когда биогенный материал представлен остатками диатомовых, такие породы в тексте названы нами туфодиатомитами, хотя авторы и признают, что термин выбран не совсем правильно.

4. Вулканомиктовые породы (конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты). Обломки несут следы обработки в морской среде, по составу разнородны. Цемент хемогенный или глинистый.

Необходимо отметить, что все породы, которые в работе описываются как осадочные (песчаники, алевролиты и т. п.), на самом деле являются вулканомиктовыми, несмотря на то, что при описании часто (из-за удобства изложения) отсутствуют соответствующие прилагательные.

---

* Разделение туффитов на пара- и орто- было предложено Г. С. Дзоценидзе на Всесоюзном семинаре по номенклатуре и классификации вулканогенно-осадочных пород («Классификация...», 1970).

ГЛАВА III

ВЕРХНЕМЕЛОВАЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНАЯ ФОРМАЦИЯ МАЛЫХ КУРИЛ

Весь верхнемеловой комплекс пород Малой Курильской гряды в целом относится к одной вулканогенно-осадочной формации.

Ниже рассмотрено строение разрезов, приведена литолого-петрографическая характеристика отложений и сделана попытка выяснить условия осадконакопления каждой из трех свит, входящих в состав формации.

МАТАКОТАНСКАЯ СВИТА

Отложения матакотанской свиты распространены вдоль северо-западных окраин островов Шикотан, Полонского и Зеленого.

Геологические разрезы (рис. 7)

Разрез в районе бухты Звездной — мыса Углового

Этот разрез является наиболее полным. Породы здесь интрудированы многочисленными дайками и силлами, смяты в мелкие складки и разбиты разломами. От мыса Углового к югу обнажаются (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Базальты с шаровой отдельностью. Шары слегка приплюснуты, диаметр их не превышает 0,5—0,7 м. Цемент между шарами выполнен цеолитами и апофиллитом	25
2. Пачка вулканических брекчий и лавобрекчий базальтового и андезито-базальтового состава. Лавобрекчии покрыты ожелезненной коркой красно-бурого цвета, в вулканических брекчиях встречено много обломков шлаков и миндалекаменных базальтов. Пачка рассечена большим количеством жил и даек основного состава. В виде линз размером от 1×2 м² до 4×5 м² встречаются конгломерато-брекчии и агломератовые туфы	150
3. Переслаивание пироксеновых базальтов, массивных и со столбчатой отдельностью, лавобрекчий, вулканических брекчий и конглобрекчий. Количество базальтовых даек, секущих эти породы, меньше, чем в нижележащей пачке. Контакты между переслаивающимися разностями нечеткие, часто линзовидные. Конглобрекчии образуют самостоятельные прослои только в верхах этой пачки, в нижней ее части они встречаются в виде маломощных линз	100
4. Базальты массивные с глыбовой отдельностью, с крупными вкрапленниками пироксенов	30
5. Лавобрекчии андезито-базальтового состава. Кровля слоя покрыта ожелезненной шлаковой коркой	40
6. Пироксеновые базальты с шаровой отдельностью . . .	10
7. Конглобрекчии с округлыми (0,1—0,2 м) обломками базальтов и андезитов, угловатыми обломками шлаков и крупными (1—3 м) блоками базальтов, иногда со столбчатой отдельностью. В конглобрекчиях наблюдается грубая слоистость, обусловленная чередованием крупно-, средне- и мелкообломочных разностей. В виде маломощных прослоев и линз встречаются конгломераты	150
8. Грубообломочные конглобрекчии с прослоями лавобрекчий пироксеновых базальтов и агломератовых туфов. Последние слагают	

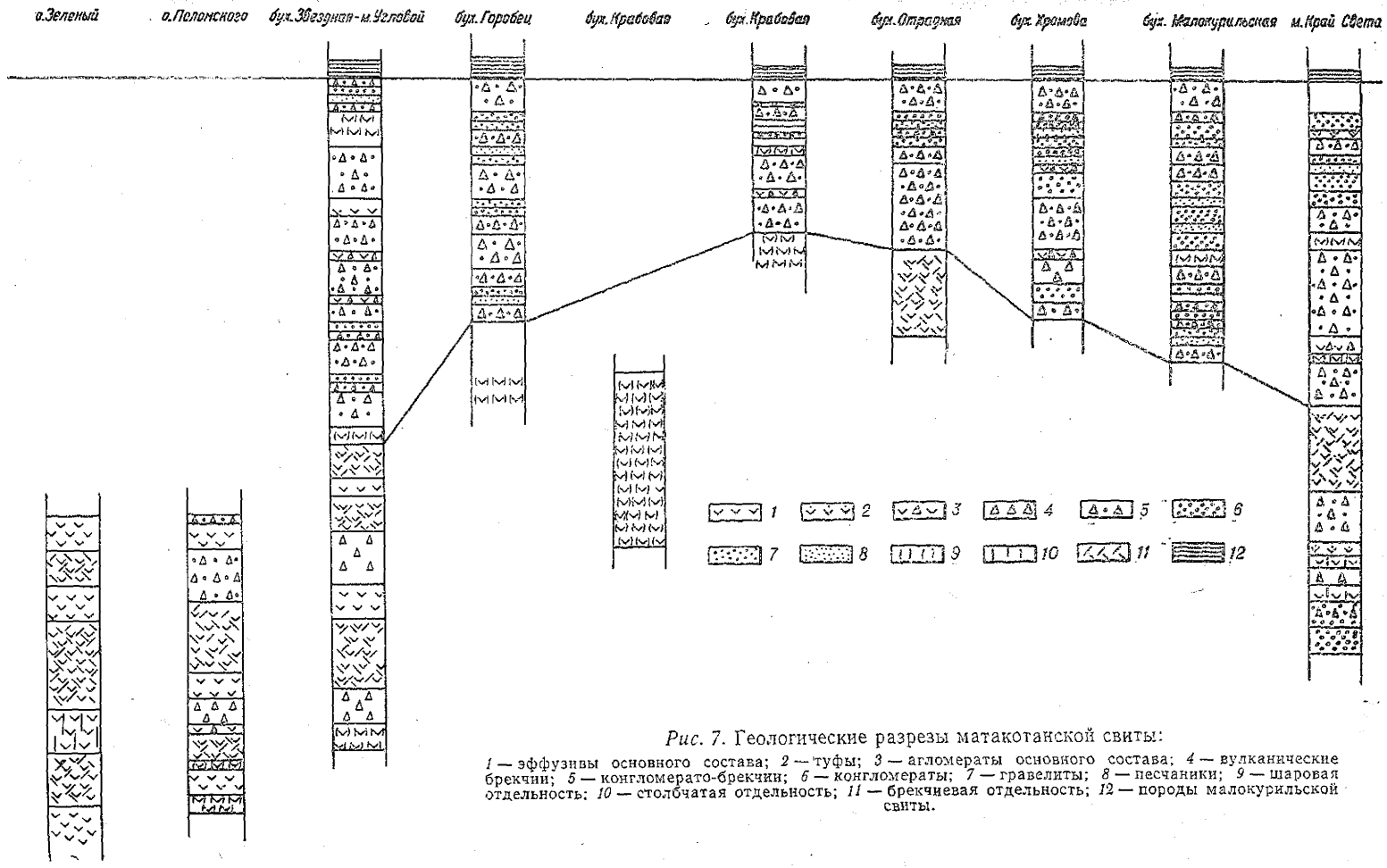


Рис. 7. Геологические разрезы матакотанской свиты:

1 — эффузивы основного состава; *2* — туфы; *3* — агломераты основного состава; *4* — вулканические брекчии; *5* — конгломерато-брекчии; *6* — конгломераты; *7* — гравелиты; *8* — песчаники; *9* — шаровая отдельность; *10* — столбчатая отдельность; *11* — брекчиевая отдельность; *12* — породы малокурильской свиты.

	Мощность, м
два горизонта мощностью 2 и 3 м. Обломки представлены шлаками и миндалекаменными базальтами	100
9. Плагиоклазовые базальты с шаровой отдельностью	3
10. Плагиоклазовые базальты с хорошо выраженной столбчатой отдельностью	20
11. Среднеобломочные конглобрекчии, аналогичные слою 7	60
12. Шаровые базальты с радиальной системой трещин отдельности. Диаметр шаров 1—1,5 м. Цемент представлен карбонатизированной туфовой породой	40
13. Переслаивание мелкообломочных конглобрекчий, конгломератов и песчаников. Все породы имеют зеленовато-серую окраску, четко выражена горизонтальная слоистость. Мощность отдельных прослоев от 0,3 до 5,0 м. Азимут падения 150°, угол падения 20°	40

По разлому слоистая пачка слоя 13 контактирует с алевропелитами малокурильской свиты. Последние у контакта образуют пологую синклинальную складку амплитудой 5 м.

Суммарная видимая мощность отложений матакотанской свиты в этом районе составляет около 750 м.

Разрез по побережью бухты Крабовой

	Мощность, м
1. По юго-западному побережью бухты вскрывается мощная пачка базальтов с шаровой отдельностью. Шары достигают 1—2 м в диаметре, иногда имеют слегка вытянутую, сплюснутую с полюсов форму. Промежутки между шарами выполнены гейландитом, апофиллитом, анальцимом и железисто-хлоритовой массой. К последней нередко приурочены выделения самородной меди и медистых соединений. Гейландит с апофиллитом образуют хорошо выраженные кристаллы. Шаровые лавы слагают сплошную стенку вдоль берега бухты; расчленение их на отдельные потоки невозможно	Не менее 300

Над толщей шаровых лав залегают породы, обнажающиеся по северо-восточному побережью бухты Крабовой. Здесь на базальтах с шаровой отдельностью, аналогичных вышеописанным, вскрываются (снизу вверх):

	Мощность, м
2. Плохо сортированные конглобрекчии. В породах наблюдается нечетко выраженная горизонтальная слоистость, обусловленная чередованием грубо- и среднеобломочных разностей	40
3. Агломератовый туф миндалекаменных пироксеновых базальтов. Размер обломков колеблется от 0,1 до 0,3 м. Цемент туфовый	5
4. Грубослоистые конглобрекчии, аналогичные слою 2	45
5. Шаровые лавы андезито-базальтов с хорошо выраженной радиальной отдельностью	10
6. Пачка чередования грубо-, средне- и мелкообломочных брекчий с прослоями конгломератов, песчаников и туфов псаммитовой размерности (азимут падения 160°, угол падения 15°)	45
7. Грубообломочные конглобрекчии, неслоистые. Кровля их осложнена карманами, выполненными тонкозернистыми песчаниками и алевролитами малокурильской свиты (азимут падения 160°, угол падения 10°)	10

Суммарная видимая мощность отложений матакотанской свиты в районе бухты Крабовой не менее 450 м.

Отдельные части разреза матакотанской свиты вскрываются по северо-западному побережью островов Полонского и Зеленого. Контакт с породами малокурильской свиты в этих районах тектонический, поэтому затруднена корреляция обнажающихся здесь отложений с вышеописанными разрезами свиты на о. Шикотан. Обилие эффузивных пород на островах Полонского и Зеленом может свидетельствовать как о фациальной изменчивости отложений матакотанской свиты, так и о наличии в пределах этих островов более низких, чем на о. Шикотан, горизонтов разреза.

Разрез на о. Полонского

На о. Полонского от мыса Северного до бухты Удобной обнажаются (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Базальты со слабо намечающейся шаровой отдельностью. Шары имеют в диаметре от 1 до 2 м и нередко сплющены; в некоторых заметна радиальная отдельность	15
2. Лаво- и конглобрекчии, переслаивающиеся между собой. Иногда они линзовидно замещают друг друга. В конглобрекчиях, наряду с угловатыми, встречаются окатанные и полуокатанные обломки базальтов и андезито-базальтов. В виде прослоев, мощностью 10—15 м, залегают шаровые лавы и агломератовые туфы пироксеновых базальтов	130
3. Лавобрекчии базальтов с многочисленными крупными (1—1,5 см) вкрапленниками авгита. Много шлаковых обломков . . .	80
4. Переслаивание среднеобломочных конглобрекчий (5—7 м) с вулканомиктовыми гравелитами (1—2 м). Границы слоев резкие, ровные, переходные разности между конглобрекчиями и гравелитами отсутствуют. Азимут падения 150°, угол падения 10°	20
4. Конглобрекчии средне- и крупнообломочные. Породы плохо сортированы, границы между слоями нечеткие, часто наблюдаются переходы между слоями	40

Перерыв в обнажении (задерновано) — 50 м.

	Мощность, м
6. Базальты темно-серого цвета, массивные, со столбчатой отдельностью	15
7. Мелкообломочные конглобрекчии. В виде линзы в них залегает слоистая пачка тонкозернистых песчаников и алевролитов. Слоистость четкая, горизонтальная (азимут падения 140°, угол падения 20°). Размеры линзы 1,5×5 м²	

Видимая мощность отложений матакотанской свиты на о. Полонского около 350 м.

Разрез на о. Зеленом

По северо-западному побережью о. Зеленого вскрывается толща переслаивания лавобрекчий базальтового состава, базальтов и андезито-базальтов с глыбовой и столбчатой отдельностью. Обломочные разности в этом районе практически отсутствуют, конглобрекчии встречаются очень редко и слагают линзовидные, быстро выклинивающиеся прослои мощностью 5—10 м. Базальты представлены как плагиоклазовыми, так и пироксеновыми разностями, которые нередко замещают друг друга по простиранию. Достоверные элементы залегания отсутствуют. Видимая мощность обнажающегося здесь разреза не менее 400 м.

Северо-западное побережье о. Шикотан

По побережью бухт Малокурильской, Хромова, Отрадной, Горобец на Шикотане вскрываются верхние горизонты матакотанской свиты, представленные грубо-, средне- и мелкообломочными конглобрекчиями, гравелитами, песчаниками. В виде маломощных прослоев встречаются лито-кристаллокластические псаммитовые туфы (0,5—1 м) и шаровые лавы базальтов (2—5 м).

Вулканомиктовые породы характеризуются четко выраженной слоистостью, обычно горизонтальной, участками косой. Мощности прослоев псаммитовых пород — 0,2—0,5 м, конглобрекчий — 5—10 м (азимут падения пород этой пачки 140—160°, угол падения 10—20°).

Состав вулканомиктовых пород и конглобрекчий довольно однообразен. Среди обломков преобладают базальты и андезито-базальты, гиалопилиты, шлаки. В районе бухты Хромова конглобрекчии, гравелиты и песчаники содержат большое количество крупных (до 1—1,5 см) кри-

сталлов авгита, составляющих иногда до 50% породы. Кристаллы характеризуются правильными формами, размеры их не зависят от размеров обломков, слагающих отдельные разности пород; как для песчаников так и для конглобрекчий преобладающие размеры кристаллов авгита 0,5—1 см. Бухта Хромова — единственный район, где целая пачка пород мощностью около 100 м обогащена темноцветными минералами. В других районах о. Шикотан кристаллы авгита приурочены только к отдельным прослоям вулканомиктовых пород конглобрекчий; мощности этих прослоев не превышают 10 м. В небольшом количестве (5—10% обломочной части) кристаллы авгита присутствуют во всех породах.

Шаровые лавы, залегающие среди пород верхней части свиты, характеризуются правильной формой шаров (диаметр их 0,5—1 м) и большим количеством мелкораздробленной вулканокластики, цементирующей шары.

Видимая мощность верхней части разреза около 300 м.

Суммарная видимая мощность отложений матакотанской свиты не менее 800 м.

Особенности строения

В комплексе пород матакотанской свиты выделяются две толщи: нижняя и верхняя.

Состав породных ассоциаций, слагающих нижнюю и верхнюю толщи матакотанской свиты, различен. Нижняя толща преимущественно эффузивная с подчиненными пачками обломочных пород; верхняя — обломочная с подчиненным количеством эффузивов.

Лавобрекчии, столбчатые базальты, агломератовые туфы в породах верхней толщи практически не встречаются, в то время как в нижней толще отсутствуют псаммитовые и мелкообломочные вулканомиктовые породы. Однако существуют две группы пород, которые распространены по всему разрезу свиты: конглобрекчии и шаровые лавы базальтов и андезито-базальтов. Интересно отметить некоторые отличия в составе и облике этих пород в различных толщах.

Конглобрекчии нижней толщи слагаются грубообломочным материалом, отдельные обломки (блоки) достигают 1—2 м, степень окатанности обломков очень низкая, хотя встречаются хорошо окатанные обломки небольших размеров, сортировка отсутствует. Породы слагают неслоистые пачки мощностью 50—100 м и тесно ассоциируются с эффузивными породами, нередко латерально замещаясь последними. Цементом их служит раздробленный вулканокластический материал, представляющий литокластический туф, кристаллы имеют явно подчиненное значение, а вулканическое стекло отсутствует. Состав обломочной части очень однообразен; представлен в основном базальтами и андезито-базальтами, собственно терригенные компоненты встречаются редко, биогенные отсутствуют.

Конглобрекчии верхней толщи, как правило, обладают четкой слоистостью, представлены мелко-, средне- и крупнообломочными разностями (рис. 8). Наряду с угловатыми обломками встречаются полуокатанные и окатанные. Размер их не превышает 0,2—0,3 м. Обломочный материал сортирован по размеру, состав его более разнообразен, собственно терригенные компоненты составляют 5—10% обломочной части, в цементе встречается биогенный материал. В цементе конглобрекчий верхней толщи, наряду с раздробленной вулканокластикой, в значительном количестве присутствуют обломки стекла и кристаллов (ювенильный материал).

В разрезе верхней части матакотанской свиты конглобрекчии тесно ассоциируют с вулканомиктовыми псефитовыми и псаммитовыми породами и мелкообломочными туфами.

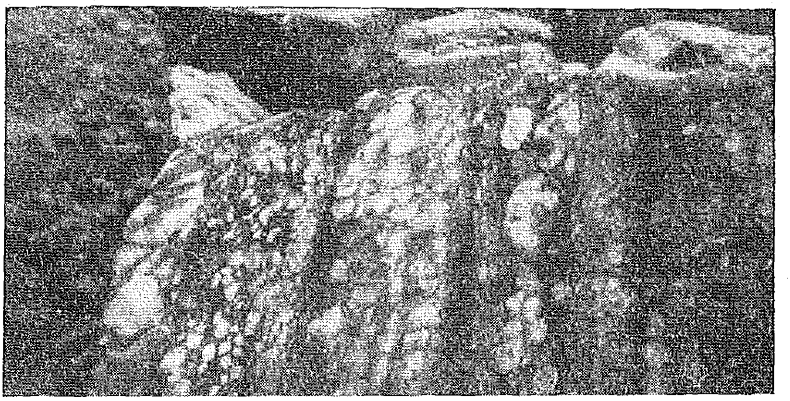


Рис. 8. Грубая слоистость в конглобрекчиях матакотанской свиты, м-б 1 : 30, бух. Горобец.

Существенные различия наблюдаются в строении эффузивных потоков с шаровой отдельностью. Шаровые лавы нижней толщи свиты слагают мощные пачки (до 300 м). Подушки имеют в диаметре до 1—2 м и тесно прилегают друг к другу. Нередко шары покрыты стекловатой коркой мощностью 1—2 см. Подушки шаровых лав сцементированы, как правило, хемогенным веществом: хлоритом, окислами железа, цеолитами, апофиллитом, иногда в ожелезненном цементе встречаются выделения самородной меди.

В верхней толще шаровые лавы слагают маломощные (5—10 м) прослои среди конглобрекчий. Диаметр шаров не превышает 0,5 м. Они не плотно прилегают друг к другу. Цемент сложен вулканокластическим материалом, иногда туфовым, часто рыхлым, интенсивно ожелезненным или карбонатизированным.

Эти отличия вызваны различной фациальной обстановкой образования пород нижней и верхней толщ матакотанской свиты и различным типом вулканизма. Несомненно, оба комплекса пород образовались вблизи вулканических центров, состав вулканических продуктов на протяжении всего кампанского времени был одинаков. Однако различия в физико-географических условиях бассейна и типе вулканической деятельности вызвали существенные различия как в строении каждого комплекса, так и в составе и строении пород даже в пределах одного типа.

Вещественный состав

Базальты, несмотря на большое текстурное разнообразие (лавобрекчии, массивные разности, шаровые лавы, базальты со столбчатой отдельностью), петрографически все сходны. Внешне это плотные, иногда миндалекаменные породы темно- или зеленовато-серого цвета, иногда с крупными (до 3 см) вкрапленниками моноклинного пироксена. Все породы обладают порфировой структурой. Среди фенокристаллов в лавобрекчиях базальтов преобладают моноклинные пироксены, а в небрекчированных разностях количество пироксенов и плагиоклазов во вкрапленниках примерно одинаково. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза и моноклинного пироксена в различных соотношениях. Из акцессорных минералов присутствуют единичные кристаллы циркона и турмалина.

Плагиоклазы обычно нацело альбитизированы или замещены цеолитами (томсонитом) и анальцимом. Содержание анортитовой молекулы в некоторых слабо измененных кристаллах составляет 60—75%. Зональные плагиоклазы встречаются очень редко и характеризуются пря-

мой зональностью. Плагиоклазы, слагающие лейсты в основной массе эффузивов, нацело альбитизированы, поэтому замерить их первоначальный состав не удалось.

Моноклинные пироксены обычно не затронуты вторичными процессами. Вторичные минералы (хлорит и карбонат) распространены только по трещинам кристаллов. Характерны зональные кристаллы с прямой повторяющейся зональностью, в которых железистость ядра меньше, чем железистость краевой зоны. По составу моноклинные пироксены отвечают авгиту ($2V=50—60$, $cNg=34—49$, $Ng-Np=0,018—0,026$) (табл. 2).

Таблица 2

Оптические характеристики моноклинных пироксенов из пород матакотанской свиты

№ образца	$2V$	cNg	Ng	Np	$Ng-Np$
2085/3	—	—	1,725	1,696	0,029
2083/1	—	—	1,715	1,690	0,025
2255/3	37	32			—
2109/2	40	46			0,018
	50	39			—
2124/4	62	40			0,024
	60	49			—
2124/1	56	34			0,026

Примечание. $2V$ и cNg замерялись на Федоровском столике, показатели преломления — на ИП-1, двупреломление в некоторых образцах — при помощи компенсатора Берека.

Ромбические пироксены встречаются редко и обычно нацело замещены хлоритом или красно-бурым минералом типа иддингсита. Аналогичный характер изменения наблюдается у вкрапленников оливина. Последние иногда можно отличить от ромбических пироксенов по правильным кристаллографическим очертаниям.

Структура основной массы базальтов довольно разнообразная. Встречаются микродолеритовая, андезитовая, гиалопилитовая структуры. В некоторых разностях основная масса нацело ожелезнена, сохранились только лейсты плагиоклазов. Как правило, среди лавобрекчий больше миндалекаменных разностей и они сильнее изменены, чем массивные базальты.

Андезито-базальты также обладают порфировой структурой. Вкрапленники представлены плагиоклазом (An 55—60). Моноклинные пироксены (авгит) слагают микролиты в основной массе наряду с лейстами плагиоклаза (рис. 9). Вулканическое стекло обычно имеет бурый цвет и заполняет промежутки между микролитами и лейстами. Структура основной массы андезито-базальтов различная: от микродолеритовой в центральных частях лавовых подушек и породах массивной текстуры до интерсертальной и гиалопилитовой в краевых частях подушек и лавобрекчиях. По набору вторичных минералов андезито-базальты аналогичны описанным выше базальтам.

Агломератовые туфы встречаются редко в виде маломощных (0,5—1 м) прослоев среди грубообломочных конглобрекчий и лавобрекчий. Для них характерно однообразие состава обломков в пределах одного слоя. Обломки чаще угловатые, иногда оплавленные, реже встречаются бомбы. Представлены литокластами, среди которых наиболее часто встречаются шлаковые и миндалекаменные разности. По составу обломки аналогичны базальтам и андезито-базальтам лавовых потоков. Размеры обломков не превышают 0,2—0,5 м. Цемент представлен лито-кристаллокластическим псаммитовым туфом. Вторичным изменениям подверглись, как обломки агломератовых туфов, так и связующая

масса. Набор вторичных минералов тот же, что и в эффузивных породах. Широко развиты хлорит, альбит, анальцим, окислы железа. Миндалины в миндалекаменных базальтах выполнены цеолитом, хлоритом, карбонатом, реже опалом.

Вулканические брекчии приурочены к нижним горизонтам свиты, где слагают пачки мощностью до 100 м. Состоят из крупных угловатых обломков базальтов и андезито-базальтов. От агломератовых туфов отличаются более разнообразным составом литокластов и большими их размерами. В вулканических брекчиях могут одновременно присутствовать обломки базальтов и андезито-базальтов, миндалекаменных и массивных разностей, блоки размером до 2—3 м лавобрекчий и столбчатых базальтов. По составу все литокласты вулканических брекчий аналогичны эффузивным породам матакотанской свиты.

Конглобрекчии встречаются по всему разрезу свиты, однако их максимальное количество приурочено к верхней части разреза. Для них характерны как угловатые, так и полуокатанные обломки, реже встречается хорошо окатанная галька. Конглобрекчиям присуща грубая слоистость, выражающаяся в сортировке обломочного материала по размеру. Мощности отдельных слоев, как правило, прямо пропорциональны размерам обломков (см. рис. 8). Наиболее мощные пачки (до 50 м) слагают валунные конглобрекчии, размеры обломков в которых достигают 0,5—1 м; мощности прослоев мелкообломочных брекчий не превышают 10 м, а размер обломков в них — от 5 мм до 2 см. Встречаются конглобрекчии как с неясно выраженной, так и с отчетливой слоистостью. Последние обычно тяготеют к верхам разреза свиты и постепенно сменяются вулканомиктовыми конгломератами и гравелитами.

Среди обломочных компонентов конглобрекчий от 70 до 90% составляют базальты и андезито-базальты, аналогичные описанным выше, около 10% — обломки интрузивных пород основного состава: диабазы, долериты, габброиды. Реже встречаются обломки дацитов, липаритов, кварцитов. В конглобрекчиях бух. Горобец найдена галька гранито-гнейса. В незначительном количестве присутствует плоская галька аргиллитов, хорошо окатанные обломки нацело измененных хлоритизиро-

Рис. 9. Андезито-базальт, увел. 80, николь 1, матакотанская свита, бух. Крабовая.

ванных и ожелезненных пород и метаморфизованных хлорит-серицитовых сланцев. Для конглобрекчий характерна очень различная степень окатанности обломочного материала. Обломки базальтов и андезито-базальтов угловатые, реже полуокатанные, хотя и среди них встречаются хорошо окатанные. Округлые очертания имеют обломки интрузивных пород и кислых эффузивов; в виде идеально окатанной гальки встречаются аргиллиты, метаморфизованные и метаморфические породы.

Связующая масса конглобрекчий состоит из псаммитовых и псефитовых обломков базальтов и андезито-базальтов и кристаллов плагиоклаза (An 50—75), авгита, ромбического пироксена и оливина. В ней широко развиты хлорит, соссюрит, эпидот, цеолиты, анальцим. Реже встречается пумпеллиит. Плагиоклазы часто нацело альбитизированы, ромбический пироксен и оливин замещены хлоритом и минералом типа иддингсита. Иногда в цементе видны реликты вулканического стекла характерной рогульчатой формы.

Конглобрекчии, вероятно, образовались из продуктов разрушения матакотанских вулканических построек и пирокластического материала, поступавшего при эксплозиях. Одновременность этих двух процессов, крупность обломков и большая скорость их поступления препятствовали сортировке материала вблизи вулканического центра. На некотором удалении от последнего, где накапливался более мелкообломочный материал, можно наблюдать появление слоистости, которая тем четче, чем меньше величина обломков.

Одинаковый состав пирокластического и вулканомиктового материалов и слабая степень обработки последнего не позволяют уверенно различать их и таким образом выделять среди конглобрекчий туфовые и вулканомиктовые разности. Несомненно, что эксплозии имели место в момент накопления конглобрекчий матакотанской свиты, о чем свидетельствуют прослои агломератовых туфов, реликты вулканического стекла в цементе брекчий, характерные резургентные формы обломков базальтов и андезито-базальтов. Однако, по нашему мнению, в основной своей массе обломочный материал, слагающий конглобрекчии матакотанской свиты, образовался за счет разрушения местных вулканических построек и по своему генезису является вулканомиктовым.

Продукты размыва интрузивных образований, кислых эффузивов, осадочных и метаморфических пород в составе конглобрекчий принимают незначительное участие. Судя по хорошей окатанности этих обломков, они являются собственно терригенными и приносились в бассейн из довольно отдаленных участков суши. Исключение составляют обломки интрузивных пород, среди которых наряду с хорошо окатанными разностями встречаются угловатые и полуокатанные. Последние, вероятно, являются «местными» для данного района и образовались одновременно с разрушением матакотанских вулканических построек.

Вулканомиктовые породы псефитовой и псаммитовой размерности слагают слоистые пачки мощностью от 5 до 50 м и, как правило, приурочены к верхней части разреза свиты. Слоистость в этих породах четкая, горизонтальная или косая, обусловленная сортировкой обломочного материала по размеру. Мощность отдельных прослоев колеблется от 0,2 до 1,5 м. По составу эти породы аналогичны цементирующей массе конглобрекчий. Обломочная часть в них представлена в основном базальтами и андезито-базальтами или обломками гиалопилитов. Кристаллокласты составляют 20—30% обломочной части песчаников и 10—15% обломков, слагающих псефитовые породы. Исключением является приведенный выше разрез по побережью бухты Хромова, где вулканомиктовые разности содержат большое количество крупных кристаллов авгита.

Ниже приводится характеристика обломочных компонентов, слагающих вулканомиктовые породы матакотанской свиты.

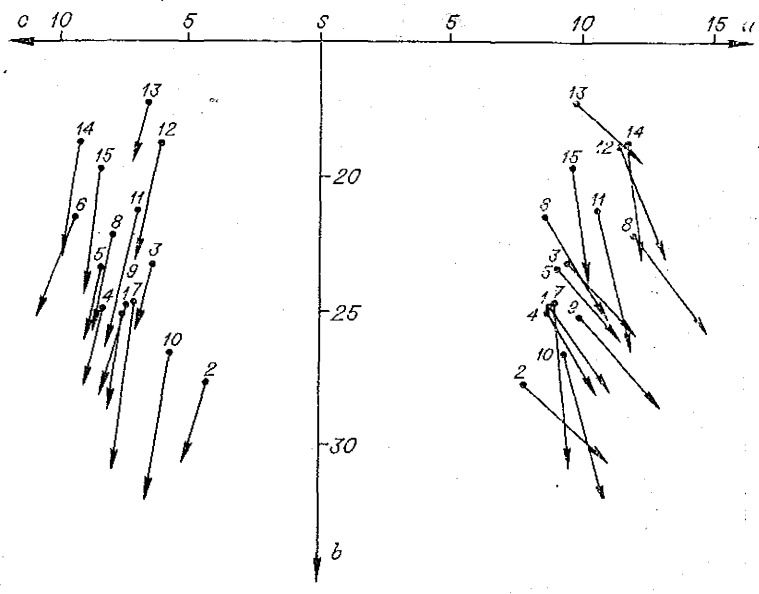


Рис. 10. Диаграмма химических составов пород матакотанской свиты по А. Н. Заварицкому. Номера на диаграмме соответствуют номерам анализов горных пород в табл. 3.

Обломки пород представлены плагиоклазовыми андезито-базальтами и пироксен-плагиоклазовыми базальтами, по составу аналогичными эффузивным разностям матакотанской свиты. Основная масса этих пород в результате ожелезнения часто имеет красновато-бурый или черный цвет. В неожелезненных породах видна андезитовая или гиалопилитовая структура основной массы. Часто среди обломков встречаются миндалекаменные базальты; формы обломков угловатые, иногда полуокатанные. Резургентные обломки причудливых форм приурочены к тем разностям пород, где в цементе встречаются реликты вулканического стекла. Видимо, эти породы являются уже туфами. В вулканомиктовых разностях, как и в конглобрекчиях, в незначительном количестве встречаются хорошо окатанные обломки хлорит-серицитовых и слюдистых сланцев, глинистых пород, анальцимизированных и хлоритизированных разностей (собственно терригенные компоненты).

Обломки кристаллов представлены плагиоклазом и моноклинным пироксеном, реже — ромбическим пироксеном и оливином.

Плагиоклаз обычно нацело замещен альбитом и анальцимом. Более свежие разности отвечают лабрадору (An 60—65) и андезину (An 70—80). Плагиоклазы образуют разрушенные или оплавленные таблитчатые кристаллы, нередко крестообразные двойники, характерные для лабрадора.

Моноклинный пироксен обычно свежий, не затронут вторичными процессами, по составу отвечает авгиту.

Ромбические пироксены и оливин встречаются редко и нацело замещены железисто-хлоритовым минералом типа иддингсита. Распознаются они по характеру кристаллографических очертаний, что можно сделать довольно редко, так как кристаллы их, как правило, разрушены.

В вулканомиктовых породах присутствуют единичные кристаллы циркона, турмалина, рутила и пластинки гидратизированного биотита.

Цемент базального или порового типа замещен цеолитами, анальцимом или хлоритом. Часто встречаются песчаники и туфы с анальци-

Окислы	Базальты из шаровых лав, бух. Крабовая					
	2297/2	2297/3	2297/1	2313/3	2313/4	2313/5
SiO_2	47,95	48,85	51,23	46,83	47,39	46,26
TiO_2	0,82	0,72	0,69	0,60	0,50	0,50
Al_2O_3	17,09	17,14	16,18	17,82	17,73	18,09
Fe_2O_3	7,77	7,64	6,82	8,44	8,13	7,20
FeO	4,41	4,33	4,78	4,20	3,65	4,68
MnO	0,22	0,24	0,26	0,35	0,28	0,26
MgO	4,43	4,22	3,61	4,48	3,40	4,51
CaO	10,30	10,00	9,77	9,87	10,58	10,49
Na_2O	3,21	2,59	3,40	3,21	3,13	2,95
K_2O	0,90	1,06	1,25	0,76	0,96	0,72
P_2O_5	0,19	0,25	0,22	0,23	0,27	0,27
H_2O	2,37	2,27	1,55	2,29	2,48	2,50
$S_{об}$	—	—	—	0,08	—	—
П. п. п.	0,62	0,66	0,52	1,55	1,51	1,34
Σ	100,28	99,97	100,28	100,71	100,01	99,77
a	8,8	7,8	9,5	8,8	9,1	8,6
b	24,9	27,8	23,2	25,0	23,4	21,5
c	7,5	4,4	6,5	8,4	8,4	9,5
s	58,8	60,0	60,8	57,8	51,1	60,4
f'	46,3	41,7	47,5	49,4	49,0	35,4
m'	31,4	27,3	27,3	30,7	26,9	40,8
c'	22,3	31,0	25,2	17,8	24,1	23,8
n	83,8	78,7	80,9	86,6	81,8	85,4

мовым цементом, в которых обломки пород и минералов оконтурены хлоритовой каемкой.

По химическому составу (табл. 3) породы и обломки из брекчий матакотанской свиты отвечают базальтам и андезито-базальтам Йеллоустонского парка (рис. 10), однако отсутствие кислых дифференциатов затрудняет проведение детального анализа вулканических продуктов кампанского века. Химическая и петрографическая характеристика матакотанских вулканических пород позволяет отнести их к диабазовой разновидности спилито-диабазовой формации (Ю. А. Кузнецов, 1964). К числу признаков, определяющих эти породы как диабазы, относятся пониженная кислотность, повышенные содержания в них Na и Ca, интенсивная хлоритизация и альбитизация пород.

Условия накопления отложений

Из анализа приведенных выше разрезов можно сделать вывод, что эффузивы нижней части свиты отлагались в морском бассейне. Широкое площадное развитие вулканических продуктов вдоль всей Малой дуги, обилие среди них лав с шаровой отдельностью и подчиненное количество обломочных пород позволяют предположить, что вулканизм начального этапа накопления пород матакотанской свиты был трещинного типа и происходил в подводных условиях. Наиболее яркий пример отложений такого типа — шаровые лавы, слагающие юго-западное побережье бухты Крабовой.

Разрезы другого типа обнажаются в районе мыса Углового. Здесь вулканические постройки поднимались над уровнем моря и давление воды не препятствовало выбросам больших количеств пирокластическо-

Таблица 3

матакотанской свиты

Обломки из брекчий, бух. Горобец			Обломки из брекчий, бух. Малокурильская		Андезито-базальты, о. Зеленый		Базальт, о. Полонского
1347/1	2347/3	2347/4	2088/2	2088/7	2102/3	2103/1	2325/1
50,74	46,90	48,07	50,66	52,50	55,14	48,45	51,11
0,28	0,31	0,22	0,24	0,84	0,26	0,36	0,26
17,09	19,29	18,06	15,47	16,70	17,27	20,88	18,72
3,58	5,28	6,29	4,21	2,83	5,02	4,67	6,10
4,56	2,85	3,61	4,44	4,65	5,19	4,90	3,69
0,11	0,20	0,06	0,13	0,11	0,09	0,28	0,13
8,83	4,40	4,74	8,83	4,53	2,05	4,31	4,92
7,33	10,71	11,72	7,56	7,45	8,5	7,89	7,61
3,75	4,07	3,58	3,89	4,25	4,04	4,58	3,85
0,41	1,39	1,20	0,59	1,05	0,96	0,48	0,42
0,14	0,20	0,09	0,11	0,01	0,27	0,14	0,14
1,35	0,76	0,25	0,91	0,64	0,67	0,60	1,66
0,11	0,05	0,05	0,50	0,13	0,02	0,02	—
1,92	3,46	1,14	2,71	4,00	0,47	1,95	1,36
100,20	99,77	99,78	99,86	99,76	99,95	99,51	99,97
8,9	12,0	10,0	9,4	11,4	10,8	11,7	9,6
24,8	22,2	25,2	25,6	18,8	17,3	18,8	19,7
7,2	8,0	7,6	5,8	6,1	6,7	9,3	8,5
59,1	57,8	57,2	58,2	63,7	65,2	60,2	62,1
31,2	36,2	38,0	30,0	38,6	55,3	52,0	47,6
61,5	36,2	33,4	56,5	43,1	20,9	42,0	45,4
7,3	27,6	28,6	13,5	18,3	23,8	6,0	7,0
94,0	82,0	81,4	91,3	86,0	85,5	94,0	94,0

го материала. Захоронение вулканических продуктов происходило в прибрежных условиях у подножья вулканических построек, где существовали благоприятные условия как для образования шаровых лав, так и для формирования лавобрекчий и базальтов со столбчатой отдельностью.

Во время накопления пород верхней части матакотанской свиты преимущественно эффузивный характер вулканической деятельности сменился эксплозивным, одновременно с постепенным ослаблением вулканизма. В это время в районе Малой дуги формировались пачки обломочных пород различной размерности. Перемежаемость в разрезе вулканомиктовых разностей и конглобрекчий указывает на близость места накопления осадков к вулканическим центрам. Обилие грубообломочного материала объясняется, видимо, сейсмической активностью района и интенсивным процессом разрушения вулканических построек. Часть обломочного материала попадала в бассейн в результате эксплозивных извержений. Обломки собственно терригенной фракции «чужды» данному району и вследствие их небольшого количества существенного влияния на состав вулканомиктовых пород не оказывают.

Судя по характеру косой слоистости, породы верхней части разреза свиты накапливались в мелководном морском бассейне. «Местные» источники сноса и отсутствие сильных течений способствовали тому, что обломочный материал захоронялся почти без предварительной обработки. По мнению геологов Сахалинского геологического управления, обнаруживших остатки иноцерамов в отложениях матакотанской свиты, глубина бассейна во время образования вмещающих пород не превышала 200 м.

МАЛОКУРИЛЬСКАЯ СВИТА

Малокурильская свита сложена ритмично чередующимися вулканогенно-осадочными породами псефитовой, псаммитовой и алевропелитовой размерности. В разрезе свиты широко развиты пирокластические и вулканомиктовые породы. Все они формировались на некотором удалении от вулканических центров, и вулканизм только накладывался на процесс седиментации, не затушевывая его. Во время формирования отложений свиты проявился вулканизм щелочного оливин-базальтового состава, поэтому пирокластические компоненты в породах свиты сравнительно легко отличаются от вулканомиктового материала известково-щелочного состава. Все это позволило более достоверно диагностиро-

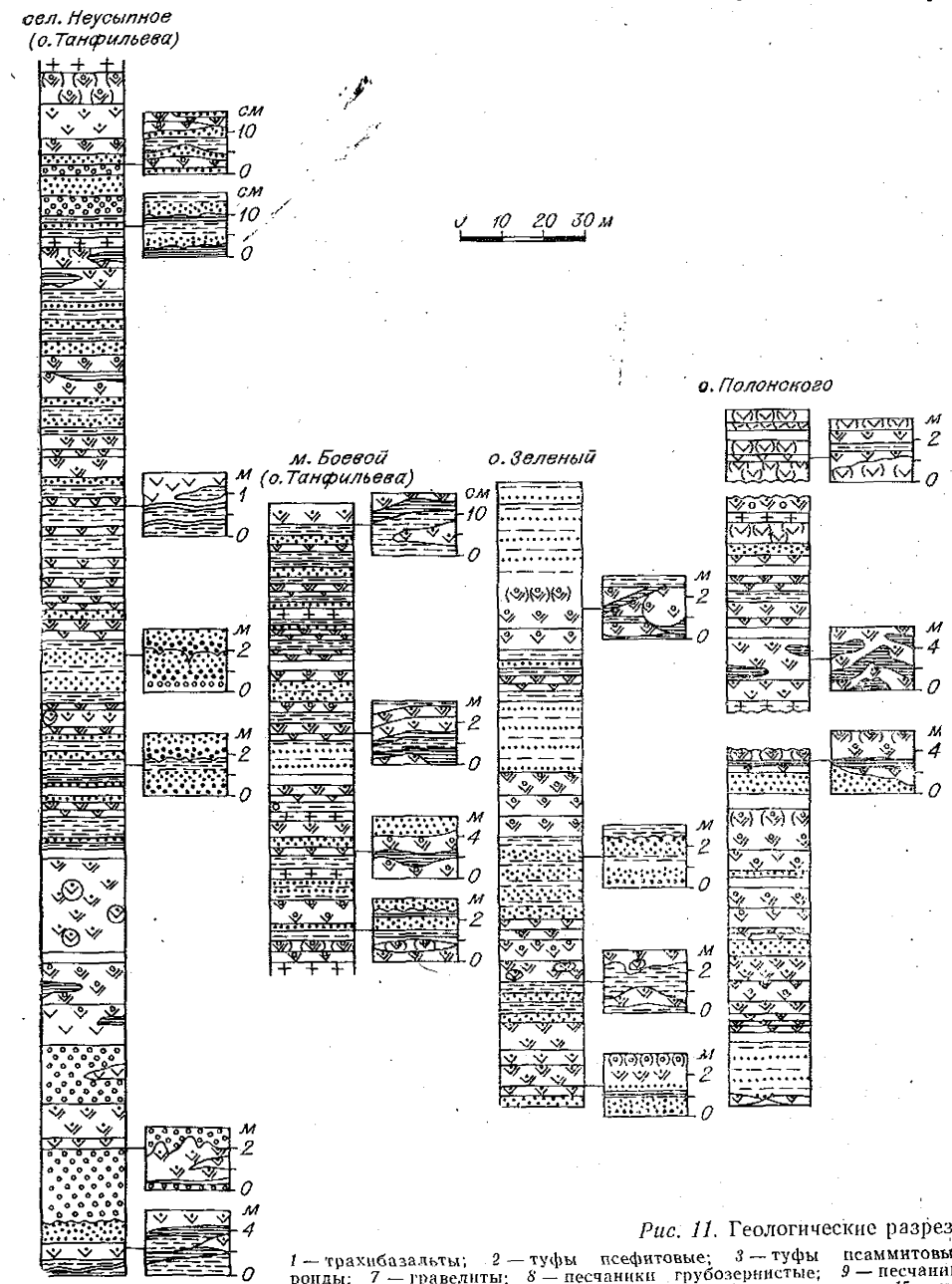


Рис. 11. Геологические разрезы

1 — трахибазальты; *2* — туфы псефитовые; *3* — туфы псаммитовые; ронды; *7* — гравелиты; *8* — песчаники грубозернистые; *9* — песчаники дование пород; *13* — линзовидное залегание; *14* — известняки; *15* — кон ность; *19* — брекчии матакотанской свиты. В правой части колонок

вать отдельные разности вулканогенно-осадочных пород, наблюдать характер взаимоотношений между ними, и выявить на примере отложений этой свиты характерные особенности вулканогенно-осадочного литогенеза этой зоны. Таким образом, малокурильская свита изучена более детально, чем другие стратиграфические подразделения мезокайнозойского разреза Курильских островов.

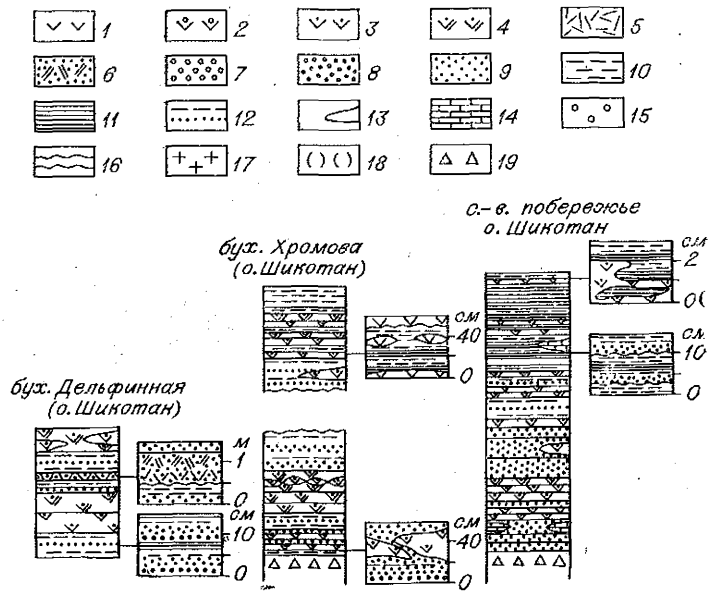
Геологические разрезы (рис. 11)

Разрез по северо-восточному побережью о. Шикотан

В этом районе тонко переслаивающиеся породы с остатками маастрихтской фауны согласно (азимут падения 150°, угол падения 15°) залегают на конглобрекчиях матакотанской свиты. Здесь вскрываются (снизу вверх):

I. Пачка вулканомиктовых песчаников светло- и темно-серого цвета с линзами мергелей и карбонатизированных песчаников. В пачке встречено несколько прослоев кристаллокластических тефроидов и нацело ломонтитизированных тонких витрических туфов. Тефроиды выделяются среди других пород обилием кристаллов моноклинного пироксена и роговой обманки, хорошо видными на выветрелой поверхности образца. Размеры кристаллов темноцветных минералов достигают 1—2 мм в длину; распределение их в породе крайне неравномерное: участки, бедные обломками пироксенов и роговой обманки и богатые ими, часто линзовидно переслаиваются. Витрические туфы внешне при полевых наблюдениях не отличаются от вулканомиктовых пород. Мощность пачки около 30 м.

Характер переслаивания пород внутри этой пачки следующий (снизу вверх):



малокурильской свиты:

4 — тефроиды; 5 — витрокластические туфы; 6 — витрокластические тефмелкозернистые; 10 — алевролиты; 11 — аргиллиты; 12 — ритмичное чередкреции; 16 — граница слоев; 17 — пластовые тела; 18 — шаровая отдельпоказан характер переслаивания пород в соответствующем слое.

	Мощность, м
1. Нацело ломонтитизированный витрической туф с неизмененными кристаллами моноклинных пироксенов псаммитовой размерности (шлиф 2251/4)*	2
2. Вулканомиктовый песчаник, среднезернистый, серого цвета с линзой (1×0,5 м) кристаллокластического тефроида (шлиф 2251/6). Тефроид отличается более темной окраской, кристаллы моноклинного пироксена и роговой обманки хорошо видны на выветрелой поверхности образца	2,5
3. Рыхлый песчаник розовато-серого цвета, карбонатизированный (шлиф 2251/3)	3,2
4. Грубозернистый песчаник светло-серого цвета (шлиф 2251/9)	3,5
5. Тефроид кристаллокластический, псаммитовый темно-серого цвета (шлиф 2251/10). Вверх по разрезу увеличивается количество стекла и кристаллокластов, порода постепенно сменяется туфом (шлиф 2251/12). В центре пачки — линзовидный прослой мергеля (0,3 м). На нижележащих отложениях тефроид залегает с размывом	4,5
6. Мелкозернистый песчаник светло-серого цвета (шлиф 2251/14) с тремя прослоями (0,2; 0,3 и 0,5 м) грубопсаммитового лито-кристаллокластического тефроида (шлиф 2251/15) темно-серого цвета. Нижняя граница песчаного слоя неровная, «с заливами». Тефроиды залегают линзовидно, два верхних слоя иногда сливаются в один. Вся пачка интенсивно карбонатизирована. Тефроиды дают хорошую реакцию на фосфор (сод. P_2O_5 0,6—0,9%)	6
7. Кристалло-витрокластический туф, мелкопсаммитовый, серого цвета (шлиф 2251/16)	1,5
Нижняя граница резкая, но ровная, горизонтальная	

II. Вверх по разрезу пачка песчаников постепенно сменяется ритмично переслаивающимися песчаниками и алевролитами с линзовидными маломощными (0,1—0,2 м) прослоями кристаллокластических тефроидов, аналогичных вышеописанным. Вверх по разрезу уменьшается гранулометрия пород и увеличивается количество алевритовых прослоев.

Разности пород в этой пачке чередуются следующим образом:

1. Кристаллокластические тефроиды темно-серые, среднезернистой псаммитовой размерности. На выветрелой поверхности хорошо видны кристаллы темноцветных минералов	0,3
2. Линзовидное переслаивание светло-коричневых алевролитов и зеленовато-серых кристаллокластических тефроидов. Алевролиты тонкополосчатые за счет чередования прослоев различного минерального и гранулометрического состава. Породы такого типа могут быть отнесены к ритмитам (Ботвинкина, 1965). Тефроиды аналогичны вышеописанным	1,25
3. Тонкое чередование светло-коричневых крепких алевролитов и светло-серых мелкозернистых песчаников. Мощность отдельных прослоев алевролитов 0,1—0,2 м, песчаников 0,2—0,3 м	1,5
4. Алевролиты светло-коричневого цвета, тонкополосчатые, аналогичны сл. 2. Прослои кристаллокластических тефроидов отсутствуют	1,0

III. Вверх по разрезу количество песчаных прослоев убывает и в разрезе появляются аргиллиты. Последние обычно образуют тонкие прослои (0,05—0,1 м) и представлены хрупкими мелкощебенчатыми разностями черного или темно-серого цвета с хорошо выраженным раковистым изломом. К аргиллитовым прослоям приурочены многочисленные обломки раковин иноцерамов маастрихтского возраста.

Породы этой части разреза слагают ритмы мощностью 0,1—0,2 м, отделенные друг от друга резкими неровными границами иногда с заливами. Встречаются ритмы различного строения, «правильные» (однонаправленные), где размерность обломочного материала постепенно убывает от подошвы к кровле ритма, и «неправильные» (маятниковые), где наиболее грубые породы залегают в середине ритмичной пачки. Породы, слагающие «правильный» ритм, переслаиваются следующим образом:

1. Песчаник среднезернистый	0,3
2. Мелкозернистый песчаник (постепенный переход от слоя 1)	0,03
3. Алевролит	0,02
4. Аргиллит. Иногда залегает внутри песчаного или алевритового пласта, а не в кровле ритма	0,02

* Минералогический состав образцов, приведенных в скобках, показан на рис. 22.

В ритмах «маятникового» строения характер чередования пород следующий:

	Мощность, м
1. Алевролит тонкополосчатый	0,02
2. Песчаник тонкозернистый с прослоем крепкого черного аргиллита (0,01 м)	0,07
3. Алевролит, аналогичный сл. 1	0,04
Все слои связаны постепенным переходом	

В образце, показанном на рис. 12, виден характер чередования пород этой пачки. Все разности, слагающие ритмы, являются вулканомиктовыми. Кристаллокластические тефроиды залегают линзовидно или фациально замещают сразу несколько слоев пачки. Тефроиды, как правило, отличаются грубостью обломочного материала и резко выделяются на фоне тонкозернистых пород этой части разреза. Всего в этой пачке мощностью 50 м содержится 7 прослоев тефроидов толщиной 0,01—0,02.

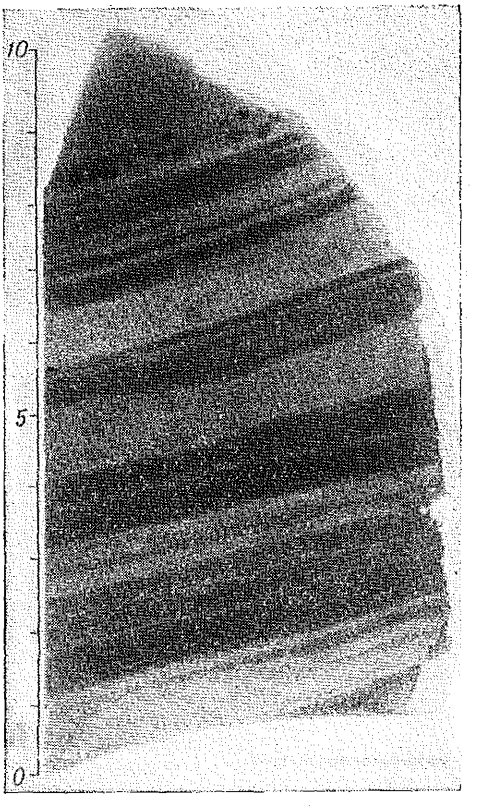


Рис. 12. Горизонтальная слоистость в алевролите, малокурильская свита, о. Шикотан.

IV. Выше по резкой неровной поверхности со срезанием отдельных нижележащих слоев залегает пятиметровый пласт грубозернистых туфов и тефроидов лито-кристалло-витрокластических, участками с шаровидной скорлуповатой отдельностью.

Суммарная мощность описанного разреза около 100 м. Вышележащие породы свиты разбиты многочисленными разломами и интрудированы магматическими телами габбрового состава. В отдельных блоках обнажаются ритмично переслаивающиеся вулканомиктовые алевролиты, аргиллиты и песчаники, нередко с карбонатным цементом и прослоями туфов и тефроидов. Выше, на ороговикованных аргиллитах черного цвета, плотных, неслоистых, тонкоплитчатых залегает силл трахибазальтового состава.

Суммарная мощность маастрихтских отложений, развитых по северо-восточному побережью о. Шикотан, не менее 300 м. В остальных районах острова разрезы малокурильской свиты менее полные, чем вышеописанный.

В бух. Хромова на туфобрекчиях матакотанской свиты согласно, но по резкой неровной границе залегают (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Алевролиты сильно ожелезненные	0,05
2. Песчаники темно-серого цвета, интенсивно ожелезненные	0,1
3. Переслаивание алевролитов и песчаников, аналогичных вышеописанным	0,3
4. Кристаллокластические тефроиды темно-серого цвета с пластом желваковых стяжений туфов аналогичного состава. Желваки вытянуты по простиранию	1,5

5. Переслаивание алевролитов и мелкозернистых песчаников, с тонкими (0,2 м) пластами кристаллокластических тефроидов грубопсаммитовой размерности. В тех случаях, когда мощность тефроидных пластов достигает 1 м и более, центральную часть их слагают кристаллокластические туфы, по составу аналогичные вмещающим тефроидам. Туфы, как правило, залегают в виде линзовидных прослоев и образуют вытянутые желваковые стяжения. Видимо, туфы представляют собой остатки размытого слоя тефры, большая часть которого является в настоящее время тефроидом.

Прослои кристаллокластических тефроидов характеризуются более крупным размером обломков, чем вулканомиктовые разности, отсутствием постепенных переходов с последними и резкими волнистыми контактами.

Вверх по разрезу уменьшается размер обломочного материала вулканомиктовых пород, увеличивается количество алевролитовых и пелитовых прослоев и их мощность. Размерность тефроидного и туфового материала остается неизменной по всему разрезу и соответствует грубо- и среднезернистым псаммитам.

Суммарная мощность отложений малокурильской свиты, обнажающихся в бух. Хромова, около 60 м.

Разрез по побережью бухты Дельфинной

В бух. Дельфинной по южному побережью о. Шикотан непосредственный контакт отложений малокурильской свиты с матакотанскими образованиями не вскрывается. Здесь обнажается незначительная часть маастрихтского разреза, представленная чередованием пород алевропсаммитовой и алевропелитовой размерности. Кроме кристаллокластических туфов и тефроидов, пирокластическая фракция представлена витрическими (пепловыми) туфами и туфодиатомитами. Последние образуют маломощные прослои (0,1—0,2 м) и связаны с лежащими выше разностями постепенными переходами через диатомовые туффиты.

Характер чередования пород в бух. Дельфинной почти такой же, как и в бух. Хромова и соответствующих пачках разреза по северо-восточному побережью о. Шикотан. По восточному побережью бух. Дельфинной обнажаются (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Переслаивание аргиллитов мелкощебенчатых, черного цвета, с алевролитами крепкими темно-серыми	6,0
2. Туфы кристаллокластические грубозернистой псаммитовой размерности, темно-серого цвета, с грубоплитчатой отдельностью .	5,0
3. Тефроиды того же состава, среднепсаммитовой размерности, с намечающейся шаровидной скорлуповатой отдельностью . . .	7,0
4. Аргиллиты мелкощебенчатые коричневато-серого цвета, тонкоплитчатые с прослоем мелкозернистых песчаников (0,2 м) и двумя прослоями витрических (пепловых) туфов мощностью 0,1 и 0,2 м .	10
5. Мелкозернистые кристаллокластические тефроиды с линзовидными прослоями кристаллокластических туфов грубопсаммитовой размерности	

Суммарная мощность описанного разреза около 30 м.

Судя по размерам обломочного материала вулканомиктовых разностей и характеру чередования их в разрезе, отложения, обнажающиеся в бух. Дельфинной, одновозрастны с породами алевропсаммитовой пачки разреза свиты на северо-восточном побережье о. Шикотан. Однако большее количество пирокластического материала создает впечатление общего погрубения пород этого разреза.

К югу от о. Шикотан породы малокурильской свиты обнажаются в отдельных тектонических блоках в береговых обрывах островов Полонского, Зеленый и Танфильева. Контакт с нижележащими отложениями здесь либо отсутствует (о. Танфильева), либо является тектоническим (острова Полонского и Зеленый). Резко меняется характер чередования

вулканомиктовых пород в разрезе, уменьшается их роль и увеличивается размерность обломочного материала. Одновременно увеличивается количество туфовых и тефроидных прослоев, возрастает их мощность и размерность пирокластических обломков. Отложения малокурильской свиты на этих островах содержат большое количество силлов щелочного оливин-базальтового состава, а на о. Полонского нами обнаружены трахибазальтовые эффузивные породы.

Разрез на о. Полонского

На о. Полонского отложения малокурильской свиты обнажаются в основном по восточному и южному побережьям. Северная часть острова сложена породами матакотанской свиты, а в средней его части вскрываются силлы и лавы трахибазальтового состава с маломощными пачками вулканогенно-осадочных пород малокурильской свиты (см. рис. 11).

I. По тектоническому контакту с туфобрекчиями матакотанской свиты соприкасается пачка вулканомиктовых песчаников и алевролитов темно-серого цвета, тонкоплитчатых, ритмично переслаивающихся. Мощность песчаных прослоев 0,3—0,5 м, алевролитовых — 0,5—0,7 м. В нижней части пачки залегает трехметровый линзовидный пласт грубозернистых туфов смешанного состава, плотных, зеленовато-серого цвета. Видимая мощность пачки 15 м.

II. После задернованного пространства шириной около 500 м над вышеописанными породами залегает пачка туфов и тефроидов смешанного состава. Переслаивание этих пород создает своеобразные «пирокластические» ритмы, двухчленные (туф — тефроид) или трехчленные (тефроид — туф — тефроид). Туфы при этом слагают нижнюю или среднюю части ритма и отличаются от смежных с ними тефроидов более крупным размером обломков. «Пирокластические ритмы», как правило, характеризуются резкой, часто неровной нижней границей. Мощность их колеблется от 5 до 15 м, причем пласты тефроидов обычно занимают больший объем ритма, чем туфовые слои.

Иногда строение «пирокластических ритмов» осложняется появлением в верхней их части слоев вулканомиктовых пород. Последние, видимо, являются туффитами, так как связаны с подстилающими их тефроидами постепенными переходами. В этом случае строение «полного» ритма выглядит следующим образом: тефроид — туф — тефроид — туффит — песчаник. Все разности внутри ритма связаны друг с другом постепенными переходами. Видимая мощность пачки 70 м.

III. По южному побережью острова, непосредствено на эффузивах щелочного оливин-базальтового состава, залегает пятиметровый пласт туфов смешанного состава, рыхлых, крупнозернистых, зеленовато-серого цвета. Вверх по разрезу туфы переходят в среднезернистые тефроиды аналогичного состава с линзами и причудливо изогнутыми прослоями мелкощебенчатых черных аргиллитов. Видимая мощность пачки 15 м.

IV. Выше, после задернованного пространства обнажаются литокристаллокластические туфы (мощностью 3 м), которые вверх по разрезу постепенно сменяются тефроидами того же состава (мощностью 3,5 м). Туфы темно-серые, крупнопсефитовой размерности, с хорошо выраженной шаровидной скорлуповатой отдельностью. Тефроиды характеризуются крупнозернистой размерностью и вверх по разрезу постепенно переходят в мелкозернистые песчаники. Видимая мощность 7,5 м.

V. Выше обнажается трехметровая пачка чередования мелко- и среднезернистых песчаников с алевролитами.

VI. На неровной поверхности алевролитов залегает пласт туфов смешанного состава (1 м), вверх по разрезу переходящих в тефроиды (3 м). Видимая мощность 4 м.

VII. После задернованного пространства обнажается пачка туфов и тефроидов смешанного состава с шаровидной отдельностью с прослоями песчаников. Мощность 15 м.

Суммарная мощность вышеописанного разреза в этом блоке около 30 м.

По северо-восточному побережью острова среди широких щелочных оливиновых базальтов залегает несколько маломощных (0,3—0,5 м) пластов витрических туффитов со значительной примесью биогенного материала. Последний присутствует в виде диатомовых скорлупок или в виде остатков призматического слоя раковин иноцерамов.

Разрез на о. Зеленом

В береговых обрывах западного побережья о. Зеленого обнажаются отложения малокурильской свиты, представленные чередованием пачек туфов и тефроидов смешанного состава с вулканомиктовыми породами. Характер переслаивания пород в разрезе следующий (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Лито-кристаллокластические туфы среднепсаммитовой размерности темно-серого цвета	5
2. Тефроиды того же состава, мелкозернистые, плитчатые	10
3. Алевролиты светло-серого цвета с несколькими прослоями (мощностью по 0,1 м) черных мелкощебенчатых аргиллитов	10
4. Литокластические туфы и тефроиды среднепсефитовой размерности с большим количеством резургентных обломков	15
5. Тонкое ритмичное переслаивание песчаников и алевролитов. Породы светло-серого и серого цвета, плитчатые. Мощность слоев 0,2—0,5 м.	20
6. Туфы лито-кристалло-витрокластические грубопсаммитовой размерности, которые вверх по разрезу переходят в тефроиды того же состава с шаровидной скорлуповидной отдельностью	≈15

Суммарная мощность разреза около 80 м.

Такой характер переслаивания пород наблюдался нами во всех обнажениях по побережью о. Зеленого. Мощность ритмично построенных пачек песчаников и алевролитов колеблется от 10 до 50 м. Пелитовые разности имеют подчиненное значение. Обычно аргиллиты тонкощебенчатые, черного, реже светло-серого цвета (известковистые разности) и встречаются в виде маломощных редких прослоев (до 0,1 м). Чаще всего они подстилают пачки грубозернистых туфов или образуют в тефроидах причудливо изогнутые линзы толщиной 0,1—0,2 м. Туфы и тефроиды выделяются в разрезе грубостью обломочного материала, темно-серой или зеленовато-серой окраской и резкими, часто неровными границами с вулканомиктовыми породами. Особенно извилистой является нижняя граница туфовых пластов, в основании которых часто присутствуют отторженцы подстилающих пород.

Суммарная мощность пород малокурильской свиты на о. Зеленом не менее 1000 м.

Разрез на о. Танфильева

На о. Танфильева отложения матакотанской свиты отсутствуют. Породы малокурильской свиты распространены вдоль всего побережья острова. Однако, как и на остальных островах дуги, они слагают отдельные выходы; мощность отложений здесь не превышает 100 м. Выходы пород отделяются друг от друга зонами тектонических нарушений и силлами трахибазальтового состава, либо задернованными пространствами и бухтами. Это не позволяет составить единый сводный разрез. Наибольшая по мощности часть разреза вулканогенно-осадочных отложений описана нами по северному побережью острова. Почти непрерывные выходы вулканогенно-осадочных пород тянутся здесь от запад-

ного побережья бухты Неусыпной до мыса Болотного. Здесь вскрываются (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Витрические туфы темно-серого цвета, тонкоплитчатые, алевритовой размерности	1—1,5
2. Линзовидный прослой алевролитов светлых, тонкослоистых	1—3
3. Кристаллокластические туфы с резкой и неровной нижней границей	3
4. По разлому с породами этой пачки соприкасаются песчаники, вверх по разрезу переходящие в мелкогалечные гравелиты того же состава с многочисленными обломками интрузивных пород (габбро). В верхней части пласта в гравелитах появляется шаровидная скорлуповатая отдельность	21
5. Выше обнажаются те же гравелиты с хорошо выраженной шаровидной отдельностью, сильно брекчированные, перемятые, с многочисленными следами оползней и обвалов. В гравелитах залегают (иногда линзовидно) пласты кристаллокластических туфов средне- и мелкопсаммитовой размерности, мощностью порядка 2—3 м	20
6. Туфы смешанного состава мелкопсефитовой размерности, вверх по разрезу переходящие в аналогичные им тефроиды. В туфах и тефроидах много причудливо изогнутых, беспорядочно расположенных тонких слоев аргиллитов мелкощебенчатых черного цвета, толщина последних не превышает 0,1—0,3 м	20
7. По разлому с вышеописанными породами соприкасаются тефроиды смешанного состава светло-серого цвета, плитчатые, мелкопсаммитовой размерности с конкреционными стяжениями карбонатизированных кристаллокластических туфов	25
8. После задернованного пространства шириной 30 м обнажаются песчаники крупно-, средне- и мелкозернистые и алевролиты, тонко переслаивающиеся между собой	4
9. Туфы смешанного состава мелкопсефитовой размерности, грубоплитчатые. Контакт с нижележащим слоем резкий	0,5
10. Тефроиды того же состава крупнопсаммитовой размерности; переход от нижележащих отложений постепенный	2
11. Гравелиты брекчированные	1
12. *После задернованного пространства (шириной около 50 м)* обнажается пачка ритмично переслаивающихся песчаников и алевролитов темно-серых тонкоплитчатых с редкими маломощными (0,1—0,2 м) прослоями мелкощебенчатых аргиллитов черного цвета	10
13. Пласт пирокластических пород, нижнюю и верхнюю часть которого мощностью 1,5 и 1 м слагают тефроиды смешанного состава, а среднюю — туф лито-кристалло-витрокластический. Тефроиды темно-серого цвета, размерности грубозернистого псаммита с удлиненными гальками черных аргиллитов и зеленых хлоритовых пород (1—2 мм). Туфы грубопсаммитовой размерности, очень похожи на тефроиды, но галечные включения в них отсутствуют. Нижняя граница пласта резкая, неровная	5,5
14. По резкой границе с маломощным (0,01 м) прослоем мелкощебенчатых аргиллитов в основании — песчаники средне- и мелкозернистые, иногда с косой слоистостью. В верхней части этого пласта по резкой неровной границе с заливами залегает прослой грубопсаммитовых туфов смешанного состава (мощность прослоя 0,5 м)	1,7
15. Тонкоритмичное переслаивание мелкозернистых песчаников и алевролитов. Пачка содержит четыре прослоя туфовых и тефроидных пород смешанного состава, мощностью от 1 до 1,5 м. Туфы грубопсаммитовой размерности, плохо сортированные, зеленовато-серого цвета	15
16. Псефитовые туфы смешанного состава зеленовато-серого цвета, плохо сортированные; вверх по разрезу переходят в аналогичные им тефроиды. В тефроидах намечается шаровидная скорлуповатая отдельность и часто встречаются причудливо изогнутые линзы (мощностью 0,05—0,1 м) мелкощебенчатых черных аргиллитов. Линзы расположены субпараллельно напластованию пород	4
17. Ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов	1,7
18. Псефитовые туфы смешанного состава, под углом срезающие нижележащие слои	1,5
19. Пачка переслаивания тонкозернистых песчаников и алевролитов с шестью прослоями кристаллокластических туфов крупнопсаммитовой размерности (мощностью от 0,5 до 1 м). Туфовые пласты подстилаются маломощными слойками мелкощебенчатых аргиллитов черного цвета	30

	Мощность, м
20. Тефроиды смешанного состава, грубозернистые, плохо сортированные. Подстилаются двухметровым пластом туффитов. В средней части тефроидной пачки залегает пласт туфов аналогичного состава (мощностью 1,5 м). В тефроидах верхней части пачки намечается шаровидная скорлуповатая отдельность	13,5
21. Ритмичное переслаивание алевролитов и мелкозернистых песчаников	8,5
22. Псефитовые туфы смешанного состава вверх по разрезу постепенно переходят в аналогичные им тефроиды. В последних присутствуют галькоподобные включения зеленых хлоритовых пород (размеры включений от 1 до 2 мм). В средней части этой пачки линзовидно залегает 0,3-метровый слой мелкощебенчатых аргиллитов	10
23. Переслаивание мелко- и среднезернистых песчаников с подчиненными по мощности пластами алевролитов	15
24. Псефитовые туфы смешанного состава, постепенно сменяющиеся аналогичными им тефроидами с линзовидными прослоями мелкощебенчатых аргиллитов. В верхней части пачки в тефроидах появляется шаровидная скорлуповатая отдельность. Нижняя граница пачки, неровная, резкая, с заливами	10

За силлом трахибазальтового состава мощностью около 50 м наблюдается тот же характер разреза вулканогенно-осадочных отложений: пачки вулканомиктовых пород (песчаников и алевролитов) переслаиваются с пачками пирокластических пород (туфов и тефроидов смешанного состава). Последние часто характеризуются шаровидной скорлуповатой отдельностью. Мощности этих пачек от 5 до 20 метров.

Суммарная мощность этой части разреза около 70 м.

По юго-восточному побережью острова породы малокурильской свиты вскрываются в виде незначительных по мощности выходов между многочисленными пластовыми телами трахибазальтового состава. Характер чередования различных типов пород здесь такой же, как и в вышеописанном разрезе. Ниже приводится послойное (снизу вверх) описание двадцатиметровой пачки пород, обнажающейся в районе мыса Боевого.

	Мощность, м
1. Кристаллокластический туф среднепсаммитовой размерности; вверх по разрезу переходит в тефроид того же состава с микроскопическими линзочками глинисто-железистого материала. Породы интенсивно биотитизированы	2
2. Туффит с небольшим количеством неопределимых остатков микрофауны. Наряду с вулканомиктовыми обломками встречаются и кристаллокласты	0,8
3. Алевролит тонкоплитчатый светло-серого цвета	1,2
4. Тефроид смешанного состава. Обломки вулканомиктовой фракции содержатся в незначительном количестве, по размерам они гораздо крупнее пирокластических обломков	1,5
5. Туф смешанного состава с большим количеством рудных минералов	0,5
6. Тефроид аналогичный сл. 4	1
7. Алевролит тонкослоистый; в кровле — прослой тонкого витрического туфа	0,9
Выше вскрываются породы силла трахибазальтового состава. Непосредственно на породах силла за мысом Боевым обнажаются (снизу вверх):	
8. Алевролит	0,2
9. Алевропелит, состоящий из мелкозернистого хлоритового агрегата, осколков плагиоклаза и ожелезненных базальтов; в связующей массе встречаются рогульки вулканического стекла	0,15
10. Витрический туф, состоящий из пепловых рогулек вулканического стекла	0,2
11. Алевролитовый туффит. Вверх по разрезу количество витрокластов постепенно убывает и порода превращается в алевролит	0,1
12. Кристалло-витрокластический туф с небольшим количеством остатков диатомовых	1
13. Тефроид, по составу аналогичен нижележащему туфу. Обломки пород вулканомиктовой фракции по размерам крупнее пирокластических. В большом количестве содержатся диатомовые скорлупки	1,5
14. Грубозернистый песчаник с незначительной примесью обломков вулканического стекла и кристаллокластики	2

Суммарная мощность отложений малокурильской свиты на о. Танфильева составляет, по-видимому, не менее 1000 м. Отсутствие контактов с матакотанскими образованиями позволяет предположить, что на южных островах Малой гряды обнажаются более молодые, чем на о. Шикотан, горизонты разреза. Это подтверждают и обломки трахидолеритов в породах, развитых на Малых островах. По данным Митани, Фудзивара и Хасегава (Mitani, Furiwara, Hasegawa, 1958), в породах формации Чобоси (Choboshi) в районе Немурохокубу (Nemurohocuba) содержится галька трахидолеритов, аналогичных по составу породам, слагающим силлы в верхнемеловых отложениях Хоккайдо. Породы формации Чобоси залегают непосредственно на отложениях формации Немуро (Nemuro), содержащих фауну кампанского и маастрихтского возраста. Вероятно, в пределах о. Шикотан обнажаются аналоги верхних горизонтов формации Немуро, а на Малых островах — породы, аналогичные отложениям формации Чобоси. Об этом свидетельствует также грубость псаммитовых пород и аргиллитовые прослои с внутриформационной складчатостью в разрезах малокурильской свиты и формации Чобоси.

Особенности строения

Отложения малокурильской свиты формировались под влиянием двух различных факторов: вулканической деятельности и седиментации обломочного материала в морском бассейне.

Вулканическая деятельность поставляла пирокластический материал и лаву. Образованные пирокластическими обломками туфы и тефроиды слагают 10% разреза на о. Шикотан и 30—40% разреза на Малых островах. В распределении пирокластического материала отчетливо выражена зональность, заключающаяся в том, что в пределах о. Шикотан накапливался наиболее тонкий пепловый материал, состоящий из кристалло- и витрокластов. Вулканический песок, лапилли, ксенолиты чуждых пород и другой более грубый материал отлагался к югу от о. Шикотан. В район Малых островов он, вероятно, приносился сильными подводными течениями во взвешенном состоянии или выпадал непосредственно из раскаленных туч. Не вызывает сомнения комагматичность эксплозивных, эффузивных и субвулканических продуктов маастрихтского времени.

Туфы по химическому составу (табл. 4) аналогичны трахибазальтовым породам силлов, а вулканомиктовые разности (табл. 5) занимают промежуточное положение между известково-щелочным (матакотанская свита) и щелочным оливин-базальтовым (малокурильская свита) типами вулканизма. Ход вулканической деятельности по вулканитам, сохранившимся в разрезе свиты, восстанавливался нами на основании довольно скудного материала. Поэтому изложенные ниже выводы о характере маастрихтского магматизма очень приблизительные.

Туфовые породы малокурильской свиты и силлы трахибазальтового состава, развитые в районе Хоккайдо и на южных островах Малой дуги, связаны между собой единством места, времени и состава, т. е. могут считаться комагматичными. Совместное залегание их сомнений не вызывает и подробно описано нами в предыдущих разделах. Данных о существовании туфов щелочного состава в верхнемеловом разрезе Японии пока нет. Повышенную щелочность вулканогено-осадочных пород группы Немуро японские геологи объясняют интенсивным калиевым метасоматозом верхнемеловых пород. Как показали наши исследования, роль калиевого метасоматоза была не столь значительна.

Время образования туфов малокурильской свиты на основании находок иноцерам можно уверенно датировать маастрихтским веком.

Химические анализы пирокластических

Окислы	Слабоизмененные туфы					
	витрические пепловые		кристаллокластические			лит
	2336/1	2343/3	2299/2	2286/1	2312/3	2268/1
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	72,67	68,18	54,96	56,66	62,31	48,44
TiO_2	0,15	0,26	0,73	0,44	0,26	0,64
Al_2O_3	9,71	105,5	11,45	15,22	12,53	15,57
Fe_2O_3	—	0,66	8,23	7,01	4,61	7,01
FeO	4,02	0,53	2,89	2,49	3,24	4,00
MnO	0,03	0,05	0,33	0,30	0,14	0,17
MgO	3,20	0,42	4,04	2,57	2,74	5,21
CaO	0,89	0,58	6,40	5,92	5,30	8,05
Na_2O	1,81	5,63	3,40	3,77	2,94	3,83
K_2O	2,01	7,23	2,07	1,58	1,65	1,77
P_2O_5	0,07	0,02	0,30	0,42	0,34	0,36
$S_{об}$	—	0,03	0,02	0,32	0,22	0,02
H_2O	2,31	0,53	1,24	1,08	1,00	1,38
П. п. п.	3,46	1,02	4,36	2,98	2,74	3,99
Σ	100,33	100,49	100,42	100,66	100,02	100,44
Место взятия обр.	о. Полонского	о. Танфильева	о. Шикотан			

Верхние горизонты свиты, развитые на Малых островах и фаунистически не охарактеризованные, возможно, частично образовались уже в датский век; что касается эффузивных и субвулканических образований щелочного состава, то их возраст был определен японскими геологами (Ueda and Aoki, 1968) калий-аргоновым методом в 80 млн. лет, что по геохронологической шкале абсолютного возраста соответствует верхнему мелу. К. Яги (Yagi, 1960), изучавший эффузивные и субвулканические тела п-ова Немуро, пришел к выводу о том, что образование их шло синхронно с накоплением вмещающих осадочных образований формаций Немуро. К. Яги детально проанализировал химический и петрографический состав базальтовых подушек, изучил их форму, систему трещин, характер цементации и пришел к выводу, что образование субвулканических и эффузивных пород происходило на большой глубине (порядка 1000 м). Первые внедрялись в мокрый ил, а вторые изливались на него. В обоих случаях при быстром охлаждении образовывались «пиллоулавы» с характерной радиальной отдельностью («курумо-иши»). На Малой гряде породы с такой отдельностью встречены только на о. Полонского. Можно предположить, что в этом районе глубина бассейна была несколько больше, чем на юге дуги, и часть расплава изливалась на дно, застывая в виде характерных подушек. В районах островов Танфильева и Зеленого рельеф дна был более возвышенный, поэтому подводящие каналы не достигали поверхности и лава застывала в толще осадков в виде силлов с плитчатой или глыбовой отдельностью.

Все вулканиты характеризуются низкими содержаниями SiO_2 (48—52%), исключение составляют тонкие витрические туфы (SiO_2 —

Таблица 4

лород малокурильской свиты

ческие		Интенсивно измененные туфы					
		витрические			кристаллокластические	литические	
2274	2275/7	2251/2	2251/7	2299/1	2298/3	2324/1	2338/2
7	8	9	10	11	12	13	14
59,54	55,69	53,25	51,04	55,54	49,44	47,29	46,34
0,62	0,30	0,41	0,56	1,53	0,33	0,30	0,24
17,91	16,51	19,43	18,19	14,60	15,60	15,45	15,06
2,90	3,93	2,63	5,49	6,78	6,74	7,06	6,22
1,25	2,79	0,82	1,23	1,80	2,61	3,22	4,55
0,32	3,02	0,07	0,07	0,25	0,38	0,11	0,16
1,73	4,34	0,74	1,06	5,02	4,23	8,56	9,51
1,50	0,16	8,70	8,60	6,15	6,61	3,84	2,49
7,40	6,50	0,73	0,81	2,99	4,86	5,31	5,57
3,80	3,28	4,05	3,83	2,50	1,82	1,00	1,90
0,34	0,42	0,23	0,34	0,36	0,30	0,16	0,26
0,19	0,13	—	—	0,04	0,06	0,03	—
0,59	0,50	1,01	1,25	0,88	0,75	3,25	2,02
2,44	2,80	7,93	7,70	2,73	6,10	4,56	5,40
100,53	100,37	100,00	100,17	100,17	100,33	100,14	99,72
о. Танфильева		о. Шикотан				о. Полонского	

60—70%), явившиеся, вероятно, конечным продуктом дифференциации магматического расплава и отличающиеся повышенным содержанием щелочей, причем нередко K_2O преобладает над Na_2O (табл. 6). Помимо высокощелочных разностей (долериты «А-типа»), среди субвулканических пород Японии выделяются менее щелочные, безортоклазовые породы (долериты «В-типа»). На Малых островах долериты «В-типа» развиты менее широко, чем долериты «А-типа»; к ним относятся некоторые силлы о. Полонского. На диаграмме Заварицкого (рис. 13) векторные изображения этих пород ложатся несколько левее кривой Марос-Хайвуд.

На основании всего вышесказанного можно сделать вывод, что пирокластические, эффузивные и субвулканические образования маастрихтского возраста произошли из единого магматического очага. Поступление магматического расплава происходило, по-видимому, по нескольким каналам: недифференцированная магма застывала в толще пород или изливалась на дно бассейна, а более дифференцированный, богатый газами расплав выбрасывался из наземных вулканических построек островного типа.

Количество выбрасываемого ювенильного материала (вулканического стекла и кристаллов) было, по-видимому, невелико. В основном эксплозивная деятельность выражалась в газовых взрывах, дробивших породы пробки и стенок канала.

Существование щелочных пород в этом районе было открыто сравнительно недавно (Yagi, 1960; Ротман, Марковский, 1965; Казакова и др., 1967). По нашему мнению, кратковременность маастрихтской вулканической деятельности, отсутствие переходных вулканических пород меж-

Таблица 5

Химические анализы вулканомиктовых пород малокурильской свиты

место взятия	о. Шикотан								о. Танфильева		о. Полонского	
Окислы	2300/2	2300/3	2300/5	2300/5	2251/6	2251/14	2286/1	2292/1	2275/2	2338/3	2321/3	2326/1
SiO_2	63,36	53,70	50,82	48,21	40,31	46,39	56,66	48,01	60,69	46,93	51,07	50,63
TiO_2	0,56	0,54	0,94	0,85	0,56	0,48	0,44	0,65	0,40	0,69	1,17	0,91
Al_2O_3	11,10	14,35	18,30	13,58	13,38	14,73	15,12	14,85	17,05	12,43	16,18	19,31
Fe_2O_3	5,45	6,66	4,90	7,65	3,53	6,38	7,01	7,44	4,62	7,05	5,97	5,77
FeO	2,05	2,18	2,78	4,41	1,62	2,61	2,49	3,45	0,29	4,78	5,26	3,97
MnO	0,11	0,27	0,26	0,20	0,166	0,57	0,30	0,68	0,20	0,16	0,20	0,14
MgO	2,98	6,66	4,23	5,45	1,45	3,81	2,57	5,67	1,21	9,08	4,66	3,21
CaO	4,79	6,66	7,43	10,38	15,26	9,05	5,92	8,18	1,31	5,05	5,73	10,05
Na_2O	3,15	4,04	3,60	3,22	4,53	4,62	3,77	4,11	7,59	5,20	4,56	3,38
K_2O	0,76	1,47	0,22	0,27	4,30	3,12	1,58	1,00	4,44	1,73	1,88	0,67
P_2O_5	0,16	0,42	0,22	0,28	0,08	0,42	0,42	0,33	0,36	0,14	0,13	0,10
$S_{об}$	—	0,02	0,05	0,01	0,02	0,24	0,32	0,08	0,02	0,01	0,15	—
H_2O	1,51	1,36	1,90	0,96	0,50	1,44	1,08	0,97	0,74	1,80	1,86	0,82
П.п.п	4,05	5,60	4,68	4,97	14,69	6,52	2,98	4,83	1,43	5,22	1,54	0,60
Σ	100,03	100,24	100,33	100,44	100,39	100,38	100,66	100,25	100,35	100,27	100,36	99,56

ду известково-щелочными и щелочными оливин-базальтовыми вулканитами, различное местоположение вулканических построек кампанского возраста говорят о самостоятельном очаге щелочной оливин-базальтовой магмы. Несомненно, что ее появление не случайно, а связано с определенным этапом развития островной дуги. В противном случае мы бы не наблюдали прекращения вулканической деятельности известково-щелочного типа в период активности вулканизма щелочного оливин-базальтового состава.

Как будет показано дальше, после затухания щелочного вулканизма снова возобновляется поступление лавы известково-щелочного состава (зеленовская свита).

Условия седиментации обломочного материала лучше всего воссоздать на основе анализа вулканомиктовых пород — их строения, состава и характера распределения по разрезу и по площади.

Вулканомиктовые породы (песчаники, алевролиты и аргиллиты) обычно слагают пачки двух-трех или многочленного строения, причем чем тоньше зернистость пород, тем меньше мощность пачки. Мощность пачки зависит также от того, какой фактор повлиял на образование той или иной группы пород. Так, весь приведенный выше разрез свиты по северо-восточному побережью о. Шикотан мощностью около 100 м представляет собой единый трансгрессивный ритм (или цикл), в котором вулканомиктовые песчаники вверх по разрезу очень постепенно переходят в тонкозернистые алевропелитовые породы. Внутри этого ритма породы слагают более мелкие пачки переслаивания отдельных разностей вплоть до диагностируемых только под микроскопом, аналогичных ритмитам (Ботвинкина, 1965). Такой же характер строения вулканомиктовых пачек пород мы видим в районе бухт Хромова и Дельфинной (рис. 14).

К югу от о. Шикотан строение осадочных пачек становится существенно иным. Весь разрез мощностью 70 м состоит из трех ритмичных пачек, внутри которых размерность зерен увеличивается снизу вверх. Пирокластические породы нередко нарушают строение ритмов, однако общий регрессивный характер осадконакопления проявляется здесь до-

Таблица 6

Химические анализы вулканических пород малокурильской свиты

	2318/1	2329/1	2338/2	о. Танфильева							о. Зеленый			о. Танфильева							
	ит			2195/3	2394	2195/1	2195/2	2196	2196/2	2196/1	2100/1	2107/2	2099/1	2150/3	2183	2165/1	2167/1	2179/2	2192/3	2193/2	2281
	ровой лавы	из силла	Трахибазальт	Трахидолериты из силлов																	
	46,67	51,78	46,34	53,42	50,29	52,56	53,01	54,05	54,73	54,05	54,19	54,21	48,85	53,26	54,3	51,07	50,51	50,21	49,55	50,62	56,51
	0,78	1,15	0,24	0,55	0,58	0,41	0,40	0,58	0,52	0,62	0,06	0,15	0,14	0,70	0,42	1,84	0,62	0,56	0,09	0,56	0,17
	16,86	12,49	15,06	18,22	14,78	13,10	17,28	18,75	16,3	17,36	17,08	17,14	15,13	16,4	16,98	12,26	18,07	14,83	13,96	14,69	20,09
	4,68	6,51	6,2	3,44	4,32	3,57	2,76	4,07	3,66	2,77	3,58	4,45	4,46	4,2	3,53	3,09	3,65	3,50	5,00	3,20	2,50
	6,79	6,83	4,55	5,41	4,86	3,52	5,17	3,79	4,42	4,60	4,78	4,12	4,40	3,69	4,00	5,17	3,74	5,00	4,56	5,22	2,78
	0,14	0,21	0,16	0,23	0,16	0,23	0,17	0,17	0,20	0,19	0,12	0,10	0,07	0,19	0,18	0,00	0,16	0,19	0,15	0,14	0,12
	6,70	4,10	3,51	3,67	8,33	3,04	4,14	2,96	4,33	3,81	2,01	2,81	7,37	4,18	3,44	9,74	6,98	8,17	9,21	8,44	2,05
	8,87	7,20	2,49	3,43	7,14	6,12	3,71	5,82	3,09	3,74	4,73	5,49	7,80	4,62	2,86	7,04	6,60	7,35	8,82	7,23	5,22
	3,30	4,02	5,57	4,45	3,77	5,00	4,95	5,39	5,39	5,12	5,25	5,12	3,77	5,39	4,58	3,50	3,28	3,50	2,70	2,70	4,74
	1,47	1,0	1,90	4,21	3,01	3,01	4,81	2,23	5,06	4,58	4,82	3,85	3,61	4,34	5,60	3,34	3,69	3,25	3,01	3,61	3,88
	0,08	0,12	0,26	0,20	0,35	0,32	0,47	0,48	0,58	0,52	0,54	0,71	1,00	0,48	0,45	0,21	0,31	0,33	0,30	0,33	0,53
	1,31	3,32	2,02	0,79	1,00	0,59	0,63	0,56	0,57	1,05	0,39	0,57	1,45	0,75	1,00	0,98	1,40	1,34	0,63	1,26	0,56
	0,05	0,08	—	0,03	0,02	0,06	0,10	0,01	—	1,01	0,01	0,01	—	0,01	0,12	0,02	0,03	0,01	0,04	0,24	0,17
	2,36	1,45	5,40	1,94	1,82	2,15	2,42	2,40	1,80	1,86	1,48	1,32	2,64	2,09	2,27	1,96	1,74	1,83	1,67	2,02	1,17
	100,06	100,26	99,72	99,43	100,43	99,57	99,57	100,2	100,65	100,28	99,94	100,05	99,69	100,3	99,73	100,34	100,53	100,07	99,69	100,3	100,49
	9,9	10,5	15,5	16,69	12,5	16,3	18,5	15,7	19,2	18,3	18,7	17,07	13,6	18,0	18,8	11,86	12,5	12,3	10,2	11,2	16,7
	27,1	25,3	27,2	15,05	27,1	14,9	16,8	15,0	17,3	15,5	16,4	16,45	27,0	18,0	14,5	29,27	21,3	26,8	30,3	26,5	9,8
	6,9	3,3	2,7	4,35	3,5	5,3	2,7	5,3	1,2	2,8	32,3	3,22	3,4	2,0	2,4	1,96	6,3	3,7	4,1	4,3	5,8
	56,1	60,9	54,6	63,91	56,9	63,5	62,0	64,0	62,3	63,4	62,6	63,26	56,0	61,0	64,3	56,91	59,9	57,2	55,4	58,0	67,7
	40,0	49,3	36,7	56,87	30,0	47,0	45,0	51,0	43,8	45,5	47,5	48,5	30,8	40,0	50,0	24,7	33,0	30,0	28,0	30,0	52,9
	44,0	28,1	61,3	43,13	51,0	36,0	43,0	35,0	42,5	42	30,5	29,4	46,3	40,0	41,0	53,9	58,0	51,0	50,0	54,0	37,5
	16,0	22,6	2,0	0	19,0	17,0	12,0	14,0	14,2	12,5	22,1	22,9	22,9	20,0	9,0	21,4	9,0	19,0	22,0	16,0	9,6
	77	85,5	81,9	61,6	65,6	71,7	61,0	79,1	61,7	62,6	62,2	67,2	61,6	65,0	55,5	61,5	58,0	61,5	58	54,0	64,9

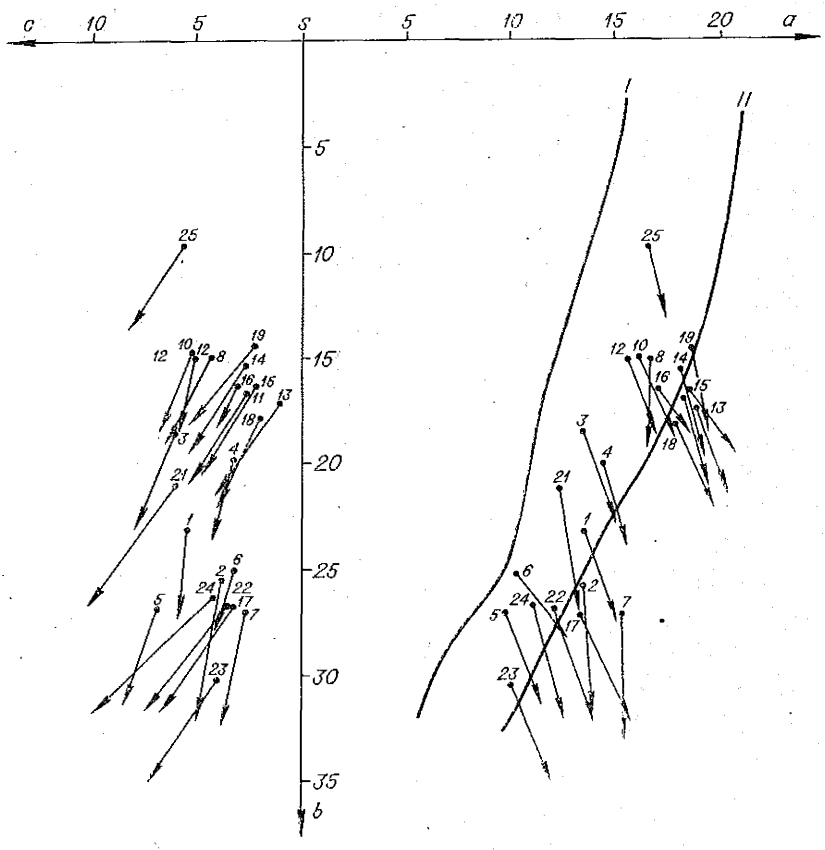


Рис. 13. Диаграмма химических составов эффузивных и субвулканических пород малокурильской свиты по А. Н. Заварицкому:

I — вариационная линия типа Йеллоустонского парка; II — вариационная линия типа Марос-Хайвуд. Номера на диаграмме соответствуют номерам анализов горных пород в табл. 6.

вольно четко. Менее мощные пачки пород (1—2 м) характеризуются трансгрессивным типом строения: грубость обломочного материала по направлению к кровле пачки уменьшается. На рис. 11 рядом со стратиграфическими колонками в более крупном масштабе показан характер слоистости внутри отдельных пачек пород. При сравнении этих зарисовок видно, что в разрезах о. Шикотан развита преимущественно горизонтальная слоистость, линзовидное залегание свойственно только туфам и тефроидам.

В районе Малых островов наряду с правильной горизонтальной слоистостью встречаются также косая, волнистая и линзовидная слоистость (рис. 15); пелитовые разности здесь не образуют, как правило, самостоятельных прослоев, а слагают причудливо изогнутые линзы в более крупнозернистых породах. Образование этих линз, по-видимому, следует связывать с оползанием и обрушением пород по склону. Чаще всего пелитовые прослои приурочены к туфам и тефроидам. При протравливании плавиковой кислотой они интенсивно желтеют в кобальтнитрите натрия, что говорит о высоком содержании в них K^+. В настоящее время пелитовые породы Малых островов сложены глинистыми минералами. По данным микроскопических наблюдений и рентгеноструктурного анализа, калиевые минералы в составе тонкой фракции отсутствуют. Это, как нам кажется, подтверждает точку зрения о первичном щелочном составе вулканогенно-осадочных пород.

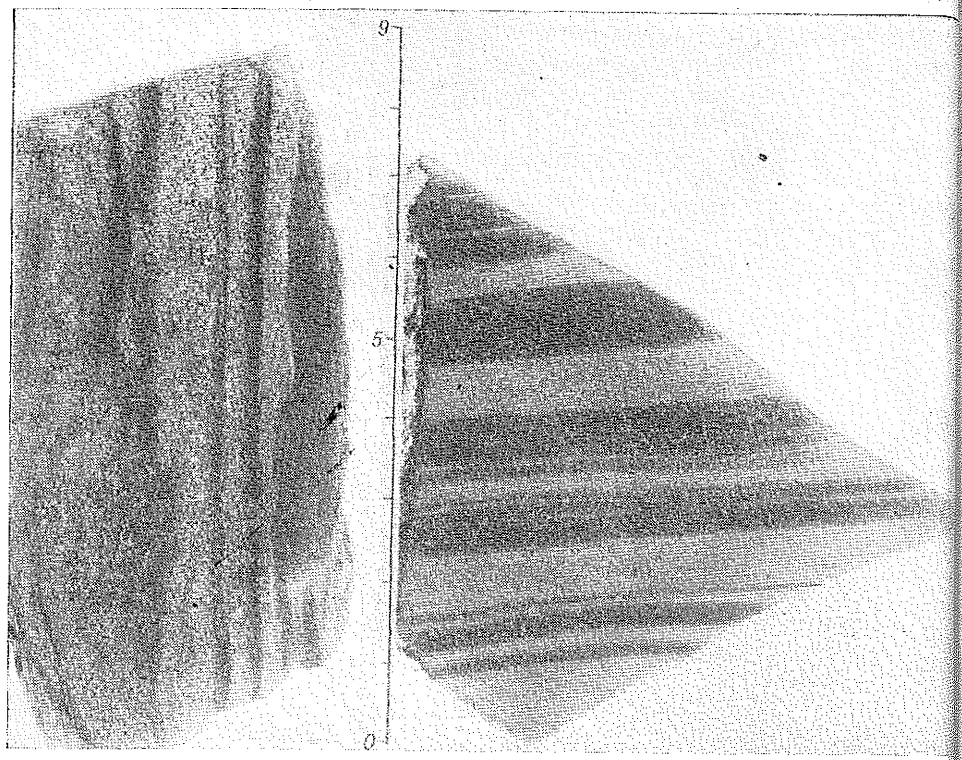


Рис. 14. Характер тонкого переслаивания песчаников и алевролитов, малокурильская свита, о. Шикотан.

Среди пород малокурильской свиты на Малых островах нередко встречаются отложения типа турбидитов. Обычно они характеризуются правильной горизонтальной слоистостью. Грубозернистые песчаники вверх по разрезу постепенно переходят в алевролитовые породы. Иногда прослои алевролитов отсутствуют, наблюдается только постепенное уменьшение размерности зерен песчаника от подошвы к кровле пачки. Мощность таких пачек от 10 см до 1 м, нижняя граница обычно неровная. Реже встречается симметричная слоистость: размерность пород постепенно уменьшается к середине пачки, а затем также постепенно увеличивается к кровле. Алевролитовый прослой в такой пачке залегает в ее середине, а кровля и подошва сложены грубозернистыми песчаниками. Однако во всех случаях породы с обломками наиболее крупного размера залегают в нижней части пачки. Обломочная часть этих пород обычно содержит большое количество темноцветных и рудных минералов. К этим же пластам приурочены и крупные обломки пород (рис. 16). Вверх по разрезу они уступают место обломкам с более легким удельным весом. Как известно (Wolker, 1966), такой тип слоистости (graded bedding) характерен для отложений турбидных потоков. Следы обвалов и оползней в породах свиты говорят о крутых склонах, способствовавших образованию сильных донных течений.

Особенностью отложений Малых островов является также постоянное присутствие в породах хорошо окатанных обломков собственно терригенной фракции: метаморфизованных аргиллитов и хлоритовых пород. Размеры их достигают 1—2 мм, а содержание в породе постоянно составляет 1—5%. В породах о. Шикотан обломки собственно терригенной фракции встречаются гораздо реже и размеры их не превышают 0,2—0,3 мм.

Рис. 15. Характер тонкого переслаивания песчаников и алевролитов, малокурильская свита, о. Танфильева.

Интересной особенностью строения малокурильской свиты следует считать наличие значительных по мощности (10—20 м) пачек пород с хорошо выраженной шаровидной скорлуповатой отдельностью. Последняя появляется в породах постепенно, по мере увеличения грубости обломочного материала. Образование шаровидной отдельности начинается с брекчирования грубозернистых пород (рис. 17). Вверх по разрезу среди брекчированных разностей появляются отдельные шары и подушки, сложенные тем же обломочным материалом. Количество их постепенно возрастает, и верхние горизонты таких пачек состоят из сплошных шаров или подушек (последние отличаются приплюснутой формой) размером от 0,3 до 1,5 м (рис. 18). В обнажении породы с такой отдельностью очень напоминают шаровые лавы, сложены они в основном тефроидными или вулканомиктовыми разностями грубопсаммитовой или псефитовой размерности. Пачки такого облика широко распространены на южных островах дуги, особенно на о. Танфильева, и один пласт тефроидов с шаровидной отдельностью обнаружен по северо-восточному побережью о. Шикотан.

Для всех отложений с таким типом отдельности характерно: отсутствие слоистости; преимущественно пирокластический состав обломков,

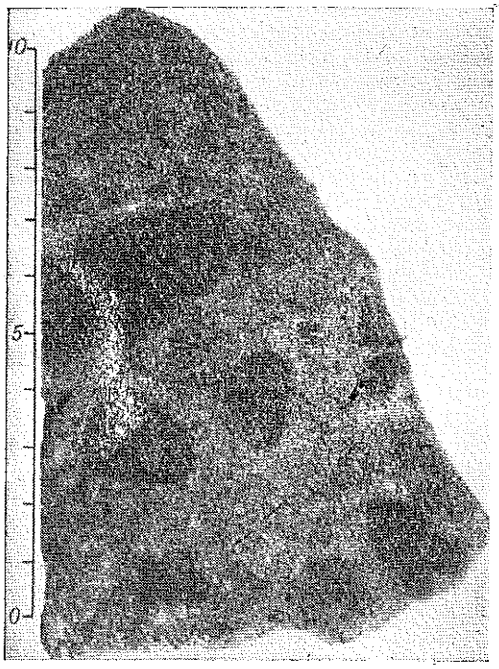


Рис. 16. Обогащение нижней части гравелитового слоя крупными обломками пород (малокурильская свита, о. Полонского).

их грубость; несогласное залегание среди вмещающих отложений; значительная мощность от 5 м на о. Шикотан до 30 м на о. Танфильева. Состав пород, слагающих отдельные шары и подушки аналогичен составу пород, цементирующих эти шары. Никаких различий между породами центральной и краевой частей шара (если не считать сильно выветрелой корки) не наблюдается. Это позволяет предположить, что шаровидная скорлуповатая отдельность появилась в результате брекчирования пирокластических пород, причем существенную роль здесь, видимо, сыграла морская среда, грубость обломочного материала, массивная текстура пород и неспокойный режим осадкообразования в бассейне.

Явление это само по себе достаточно интересное, но слабо изучено. Учитывая широкое региональное распространение пород с такой отдельностью и более достоверно изучая процесс их образования, видимо, в дальнейшем можно будет выделять горизонты таких пород в качестве маркирующих, что, несомненно, окажет большую помощь при корреляции вулканогенно-осадочных комплексов.

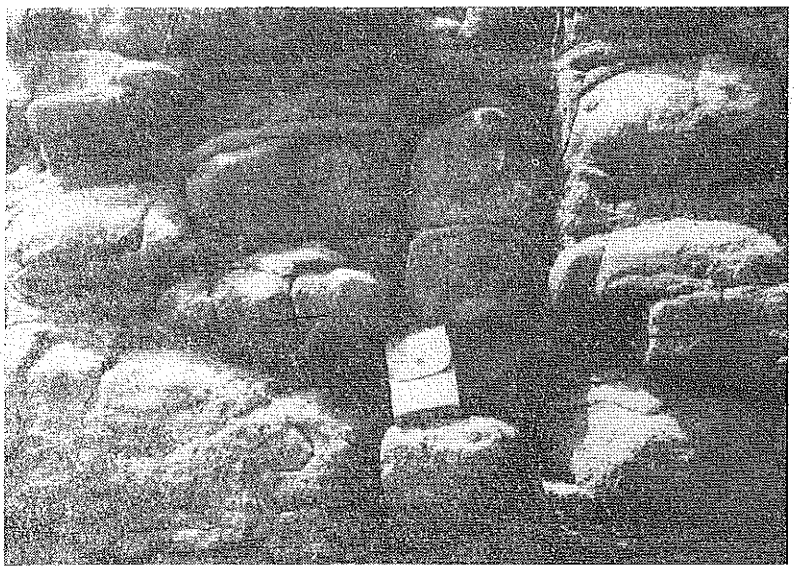


Рис. 17. Брекчированные песчаники, подстилающие породы с шаровидной отдельностью (малокурильская свита, о. Полонского).

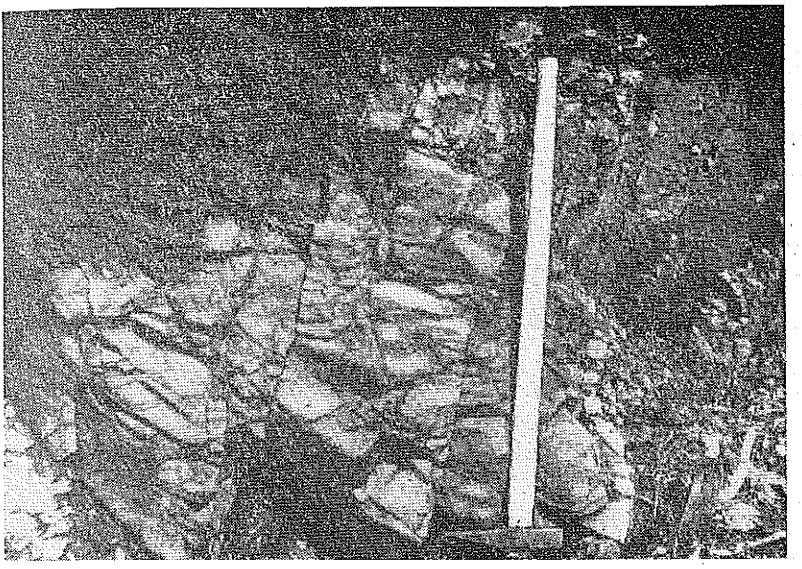


Рис. 18. Шаровидная отдельность в гравелитах (малокурильская свита, о. Полонского).

Вещественный состав

Прежде чем приступить к описанию отдельных типов пород, слагающих малокурильскую свиту, необходимо предварительно дать описание обломочных компонентов выделенных нами фракций.

Петрографическая характеристика обломков

Ювенильные обломки пирокластической фракции

Обломки кристаллов (кристаллокласты) по составу наиболее разнообразны. Они представлены плагиоклазом, ортоклазом, моноклинным и ромбическим пироксенами, роговой обманкой, оливином, апатитом.

Плагиоклаз образует сдвойникованные таблитчатые кристаллы, нередко оплавленные. В наиболее свежих образцах плагиоклаз соответствует андезину (An 57—40). Довольно часто в кристаллокластической фракции встречается анортоклаз, видимо, с большой примесью анортитовой молекулы ($Ng=1{,}532$, $Np=1{,}524$). Анортоклаз слагает сдвойникованные, как плагиоклазы, кристаллы, но желтеет при окрашивании шлифа кобальт-нитритом натрия. В некоторых кристаллах плагиоклаза и анортоклаза в большом количестве встречаются вростки иголочек апатита. Нередко к плагиоклазам приварена тонкая ожелезненная корочка вулканического стекла, обычно слабо раскристаллизованного.

Калиевый полевой шпат (ортоклаз) встречается в породах обычно в небольшом количестве и всегда пелитизирован (в проходящем свете имеет буроватый цвет). Кристаллы ортоклаза ($Ng=1{,}522—1{,}526$, $Np=1{,}518—1{,}522$) часто разрушены, однако следов окатанности не наблюдается. Часто встречаются сростки калиевого полевого шпата с плагиоклазом.

Клинопироксены характеризуются слабым плеохроизмом в зеленоватых тонах и низким двупреломлением ($Ng—Np=0{,}012—0{,}018$; $2V=55—67$; $cNg=22—36$). Представлены они клинопироксеном и клиноэнстатитом. Титан-авгиты окрашены в розоватые тона. Моноклинные пироксены щелочного ряда нередко образуют правильные гексагоны с от-

Таблица 7

Оптические характеристики моноклинных пироксенов из пород малокурильской свиты

№ образца	$2V$	cNg	Ng	Np	$Ng-Np$	Название породы
2168/3			1,730	1,703	0,027	Трахидолерит
2318/1	54	46				
	45	42,5				Трахибазальт
	50	48				
2252	50	39				Туф
	56	38				
	43	38				
	48	42				Тефроид
2302/1	55	43				»
2312/3	60	37				Туф
2268/1	60	45				
	66	44			0,039	
2168 1	63	47				Песчаник
	59	33			0,011	
2158/6	60	23			0,014	
	50	52				Туф
2158/5	60	40				
	64	34				Тефроид
2097/3	60	36			0,016	
	68	42			0,012	
	90	45	1,649	1,637	0,012	Туффит
2300/3	54	30				
2096/2		51			0,018	Песчаник
		36			0,013	Туф
		40			0,022	
2158/2	63	45				Песчаник

четливо выраженной спайностью. Иногда кристаллы сильно разрушены, но не окатаны (табл. 7).

Ромбические пироксены встречаются в составе кристаллокластической фракции гораздо реже, чем моноклинные. Обычно они интенсивно изменены вторичными процессами. По ним развиваются хлорит, биотит и красно-бурый минерал типа иддингсита. В связи с этим первоначальный состав ромбических пироксенов определить невозможно. В наиболее свежих образцах он соответствует гиперстену ($2V=70$, $Np=1698—1701$, $Ng=1,710$); характерен отчетливый плеохроизм в зеленоватых тонах.

Роговая обманка образует удлиненные игольчатые кристаллы, нередко разрушенные, но без следов окатанности. В гексагональных кристаллах хорошо видна перекрещивающаяся спайность (α—56°). Роговая обманка обладает четким плеихроизмом в зеленых тонах и низким двупреломлением ($Ng—Np=0,014$; $cNg=15—20$; $2V=60—70$). Иногда вокруг роговой обманки развивается черная опацитовая каемка.

Апатит встречается в виде тонких игольчатых включений в стекле и плагиоклазе или образует самостоятельные, хорошо ограненные кристаллы гексагонального габитуса ($No>1,710$). Некоторые обломки разрушены, но следы окатанности отсутствуют. Апатит совершенно свежий, не изменен вторичными процессами.

Оливин встречается в виде единичных зерен. Образует кристаллы правильной формы, нацело замещенные иддингситом и железисто-хлоритовым агрегатом. Характер вторичных изменений такой же, как и у ромбических пироксенов. Отличается от последних правильными кристаллографическими очертаниями и более крупными размерами обломков.

К минеральной ассоциации пирокластической фракции следует так-

же отнести некоторые рудные (магнетит, пирит, рутил) и акцессорные (гранат, сфен, циркон) минералы.

Обломки пород. Литокластические компоненты пирокластической фракции (трахибазальты и трахидолериты) часто имеют сглаженные края и характеризуются каплевидной или бомбообразной формой. Среди литокластов можно выделить:

обломки трахидолеритов различной степени раскристаллизации, иногда с большим количеством эпидота и биотитизированными вкрапленниками моноклинных пироксенов;

анальцимизированные и альбитизированные долериты с включениями иголочек апатита и рутила;

стекловатый мезостазис бурого цвета с большим количеством вростков рутила и вкрапленниками неизмененного плагиоклаза;

сростки плагиоклаза и калиевого полевого шпата, погруженные в стекловатый мезостазис. Обычно они пронизаны вростками апатита и рутиловых иголочек.

Обломки стекла. Вулканическое стекло составляет значительную часть пирокластической фракции. Представлено оно в основном пемзами, шлаками и мелкими рогульками. Пемзы и шлаки характеризуются волокнистой или пузырчатой структурой, причудливыми или каплевидными формами, не окатаны.

Резургентные обломки пирокластической фракции

В районе Малой гряды все резургентные обломки по составу аналогичны породам матакотанской свиты. Форма их угловатая, нередко имеет причудливые очертания. Представлены только литокластами, среди которых можно выделить следующие разности:

базальты с нацело ожелезненной основной массой (черного цвета) и лейстами плагиоклаза;

слабо раскристаллизованные гиалопилиты желтовато-бурого цвета, часто миндалекаменные. Нередко видны сферолиты стекла или следы течения. Продукты раскристаллизации вулканического стекла представлены лейстами плагиоклаза и микролитами моноклинного пироксена (авгита);

гематитизированные базальты красно-бурого цвета с микролитами плагиоклаза и пироксена. В наиболее крупных образцах встречаются вкрапленники измененного оливина;

базальты с флюидальной структурой основной массы, образованной ориентированными лейстами плагиоклаза. Иногда с фенокристаллами плагиоклаза (лабрадора № 56—62).

Вулканомиктовая фракция

К этой группе относятся обломки пород и минералов, образовавшиеся при разрушении и размыве вулканических построек кампанского возраста. Эти обломки претерпели незначительный перенос и перемыв морскими течениями, в результате чего формы их имеют сглаженные очертания, иногда полуокатаны. По составу они аналогичны эффузивам матакотанской свиты. В отличие от резургентных обломков, имеющих тот же состав, вулканомиктовые компоненты являются продуктами осадочного генезиса. Вулканомиктовая фракция состоит из обломков минералов и пород, причем последние преобладают и отличаются большим разнообразием составов. Обломки минералов представлены плагиоклазом, моноклинным и ромбическим пироксеном.

Плагиоклаз образует таблитчатые кристаллы, сдвойникованные по альбитовому, карлсбадскому и, реже, манебахскому законам. По составу соответствует андезину (An 45—55) и лабрадору (An 55—65). Обломки обычно сильно разрушены, редко окатаны. Характерной чертой

этих плагиоклазовых фрагментов в отличие от пирокластических является интенсивная альбитизация и анальцимизация.

Моноклинный пироксен соответствует по составу авгиту ($2V=45$—55; $cNg=38$—45; $Ng-Np=0{,}020$—$0{,}022$). Обломки сильно разрушены, часто полуокатаны. Хорошо окатанные моноклинные пироксены встречаются очень редко.

Ромбические пироксены представлены нацело измененными сильно разрушенными кристаллами, иногда слабо окатанными.

Обломки пород, слагающие вулканомиктовую фракцию, представлены в основном базальтами и андезито-базальтами известково-щелочного ряда, т. е. по составу аналогичны эффузивам матакотанской свиты. Среди литических обломков выделяются следующие разности:

обломки базальтов и гиалопилитов, описанные нами в группе резургентных литокластов (4 разности, см. стр. 55);

андезиты с фенокристаллами альбитизированного плагиоклаза и хорошо раскристаллизованной основной массой, состоящей из лейст плагиоклаза. Темноцветные минералы отсутствуют;

зеленовато-бурое вулканическое стекло, нацело хлоритизированное, с лейстами плагиоклаза;

гломеропорфировые сростки плагиоклаза, погруженные в слабо раскристаллизованное вулканическое стекло.

Литические компоненты вулканомиктовой фракции обычно имеют обтекаемую сглаженную форму, все они в той или иной степени окатаны, однако хорошо окатанных обломков среди этой группы не встречается.

Собственно терригенная фракция

В составе вулканогенно-осадочных пород малокурильской свиты встречаются в незначительном количестве очень хорошо окатанные обломки метаморфических и метаморфизированных пород, составляющие собственно терригенную фракцию. Последняя образовалась, вероятно, за счет размыва домелового массива суши, расположенного где-то за пределами Малой Курильской дуги. Небольшое количество этих обломков и отсутствие в районе выходов пород аналогичного состава не позволяют более точно определить источник сноса. Среди терригенной фракции можно выделить: хлоритовые и хлорит-серицитовые сланцы; аргиллиты с тонкополосчатой текстурой; нацело актинолитизированные породы с выделениями сфена, замещенного лейкоксеном; зеленокаменно измененные породы с эпидотом, хлоритом и альбитом, иногда заметна сланцеватая текстура; альбититы и кварциты, характеризующиеся одинаковой мозаичной структурой и часто с трудом отличающиеся друг от друга; хорошо окатанные обломки кварца.

Для сланцев и аргиллитов характерна удлиненная овальная форма обломков, а для актинолитизированных пород, альбитов и кварцитов — более округлая. Однако по степени окатанности и те и другие представляют собой типичный терригенный, хорошо окатанный материал.

Помимо перечисленных выше фракций обломочного материала существует небольшая группа обломков, которые трудно причислить к какой-либо из рассмотренных фракций. Сюда относятся обломки анальцима, гейландита, хлорита, интрузивных пород и рудных минералов. Генезис их, вероятно, был двояким: одна часть их могла образоваться из жильных тел, пронизывающих вулканическую постройку, при разрушении последней, другая — при размыве более древних отложений. В зависимости от генезиса эти обломки относятся соответственно к вулканомиктовой (возможно, частично и к резургентной) или собственно терригенной фракциям. Косвенными признаками происхождения обломков служат их форма, степень окатанности и соотношение с другими породообразующими компонентами.

Петрографическая характеристика пород

Породы силлов и эффузивов

Пластовые тела маастрихтского возраста в большом количестве распространены среди пород свиты на островах Танфильева, Зеленом и Полонского; один силл трахибазальтового состава был обнаружен нами по северо-восточному побережью о. Шикотан. Силлы обычно характеризуются плитчатой, реже столбчатой и шаровой отдельностью. Границы их с вмещающими породами свиты резкие, но согласные, в подошвенной части и в кровле часто встречаются зоны закаливания толщиной 0,2—0,3 м. Мощность пластовых тел достигает 50—100 м. Эффузивные породы среди маастрихтских отложений встречены только на о. Полонского, где они очень тесно ассоциируют с силлами. Породы эти обычно обладают хорошо выраженной шаровой отдельностью. Шары достигают в диаметре 1—2 м, имеют сплюснутую с полюсов эллипсоидальную форму, покрыты тонкой стекловатой коркой мощностью 1—2 см и скреплены вторичными минералами (хлоритом и халцедоном).

Подробное микроскопическое исследование пород, слагающих силлы о. Танфильева, проведено М. И. Стрельцовым (Казакова и др., 1967). По петрографическому составу они аналогичны породам, описанным К. Яги (Yagi, 1960) на п-ове Немуро. Силлы сложены преимущественно трахидолеритами и трахибазальтами и их анальцимизированными аналогами. В нижних частях отдельных тел встречаются эссексит-долериты. Среди пород силлов находятся авгитовые сиениты в виде маломощных жилок. Трахидолериты являются темно-серыми порфировыми породами с долеритовой основной массой. Основные породообразующие минералы трахидолеритов — плагиоклаз (An 50—60), клинопироксен ($2V=50—60$; $cNg=30—36$; $Ng—Np=0{,}014$), калиевый полевой шпат, нефелин, лейцит, зеленая роговая обманка ($2V=65—70$; $cNg=15—20$; $Ng—Np=0{,}014$), апатит, биотит. Оливиновые эссексит-долериты отличаются от трахидолеритов наличием оливина во вкрапленниках и несколько меньшим содержанием калиевого полевого шпата и биотита. В анальцимовых разностях содержится до 5—7% анальцима. Трахибазальты отличаются от трахидолеритов слабее раскристаллизованной основной массой.

Эффузивные образования о. Полонского сложены трахибазальтами, по составу аналогичными породам силлов, и базальтами. Последние состоят из лейст анортоклаза, погруженных в нераскристаллизованное вулканическое стекло. В лучше раскристаллизованных разностях вкрапленники представлены лабрадором (An 50—60), авгитом, оливином, гиперстеном и биотитом. Ортоклаз, нефелин и апатит в этих породах, как правило, отсутствуют. Роговая обманка встречается редко. По-видимому, эти породы аналогичны долеритам «В-типа», выделенным японскими геологами на п-ове Немуро (Марков и др., 1967).

Туфы и тефроиды по преобладанию в их составе тех или иных компонентов можно разделить на витрокластические, кристаллокластические и лито-витро-кристаллокластические разности. Последние для удобства изложения мы называем в тексте туфами смешанного состава, хотя это и не совсем правильно, так как химический состав всех пирокластических компонентов соответствует определенному магматическому типу.

Витрокластические туфы и тефроиды. В эту группу входят так называемые пепловые туфы, состоящие из мельчайших рогулек вулканического стекла, и туфы псаммитовой размерности, в которых около 60% обломочного материала составляют довольно крупные обломки вулканического стекла, шлаков, пемз и гиалопилитовой основной массы базальтов.

Состав обеих групп витрокластических туфов, характер распространения в разрезе и формы залегания очень различны, поэтому характеристика этих групп приводится раздельно.

Пепловые туфы встречаются в разрезе малокурильской свиты довольно редко, причем чаще на о. Шикотан и реже на островах южной группы. Внешне это плотные породы светло- или желтовато-серого цвета алевритовой или алевропелитовой размерности. Часто их можно обнаружить только в конкрециях, где вулканическое стекло наиболее хорошо сохраняется, реже они образуют самостоятельные прослои мощностью 0,2—0,3 м. С лежащими ниже разностями они контактируют по четкой границе, а вверх по разрезу постепенно переходят в тефроиды и туффиты. Переход этот выражается в постепенном убывании содержания вулканического стекла. Помимо витрокластов, пирокластическая фракция пепловых туфов содержит некоторое количество кристаллов титан-авгита, плагиоклаза (An 50—60), ортоклаза, биотита, зеленой роговой обманки. В некоторых разностях присутствует апатит. Тефроиды наряду с пепловым материалом содержат небольшое количество слабо окатанных обломков вулканомиктовой фракции: ожелезненных базальтов с гиалопилитовой основной массой, моноклинных пироксенов авгитового ряда, плагиоклазов. Связующая масса в пепловых туфах практически отсутствует, так как рогульки вулканического стекла плотно прилегают друг к другу. Иногда в породах встречается незначительная примесь глинистого материала. Вторичные изменения выражены в пелитизации и карбонатизации вулканического стекла. В нижней части свиты на о. Шикотан встречены нацело ломонтитизированные витрические туфы, иногда вместе с карбонатом по вулканическому стеклу развивается палагонит. Вулканическое стекло пепловых туфов бывает как основного, так и кислого состава, но всегда содержит большое количество щелочей, особенно K_2O (см. табл. 4).

Витрокластические туфы второй разновидности встречаются только в разрезах южных островов, где они часто тесно ассоциируют с литовитро-кристаллокластическими туфами. По существу, они являются туфами смешанного состава с преобладанием витрокластического компонента. Наряду с обломками вулканического стекла, составляющими 60—70% обломочной части, в них всегда присутствуют лито- и кристаллокласты, аналогичные тем, что слагают туфы смешанного состава. Связующая масса представлена мелкораздробленной вулканокластикой, часто с рогульками вулканического стекла. Связующая масса настолько изменена, что ее первоначальный состав в ряде случаев установить невозможно.

Кристаллокластические туфы и тефроиды распространены повсеместно, однако в пределах южной группы островов встречаются гораздо реже, чем на о. Шикотан.

Эти породы часто хорошо диагностируются в поле благодаря обогащению кристаллами пироксенов и роговой обманки, размеры которых достигают 1—2 мм. Кристаллокластические туфы залегают линзовидно во вмещающих отложениях. Иногда линзовидное обогащение породы темноцветными минералами видно даже в пределах одного шлифа (рис. 19). Внешне это плотные породы темно-серого цвета, если кристаллокластическая фракция представлена темноцветными минералами, и более светлые — если преобладают кристаллы полевых шпатов. В последнем случае диагностика кристаллокластических туфов в полевых условиях невозможна. Связующая масса кристаллокластических туфов представляет собой вулканическое стекло различной степени раскристаллизации и изменения. Кристаллокластическая фракция составляет около 60—70% породы и представлена полевыми шпатами, пироксенами, роговой обманкой, биотитом, апатитом и оливином. Характеристика породообразующих минералов дана нами на стр. 53, поэтому здесь мы остано-

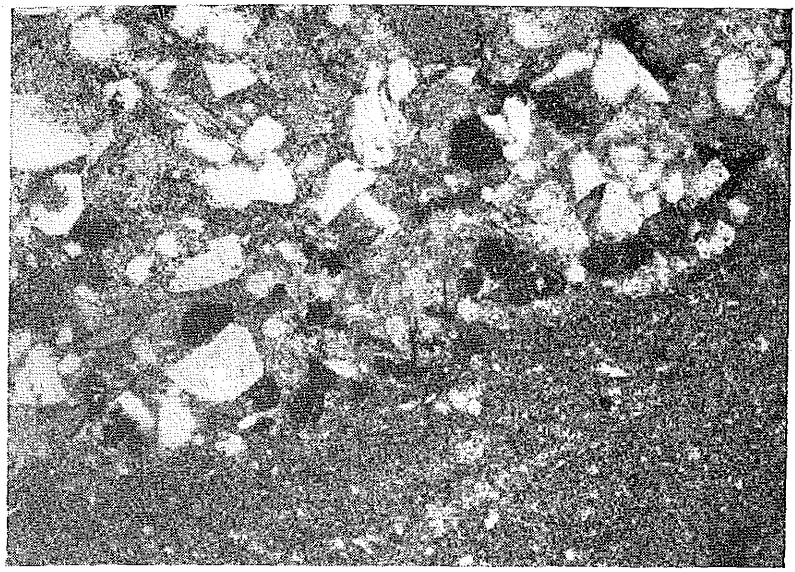


Рис. 19. Обогащение нижней части слоя песчаника обломками рудных и темноцветных минералов (малокурильская свита). Увел. 70, николь 1.

вимся только на некоторых особенностях состава кристаллокластических туфов из различных частей разреза малокурильской свиты.

По северо-восточному побережью о. Шикотан пирокластические разности обычно представлены кристаллокластическими тефроидами, туфы здесь встречаются гораздо реже. Для тефроидов, слагающих эту часть разреза, характерно линзовидное залегание во вмещающих отложениях и обогащение породы обломками темноцветных минералов и рудных. Наиболее характерны для этих пород зеленая роговая обманка, клинопироксен и титаномагнетит. Обломки слабо обработаны, в связующей массе, наряду с вулканическим стеклом рогульчатых форм, иногда присутствуют линзочки и примазки глинистого материала.

В бухте Хромова кристаллокластические туфы иногда обогащены обломками апатита. В таких породах обычно кроме апатита присутствуют зеленая роговая обманка, титан-авгит и магнетит. Туфы здесь залегают в виде желваковых стяжений, вытянутых параллельно простиранию слоя.

В бухте Дельфинной кристаллокластические туфы и тефроиды содержат, наряду с темноцветными минералами много обломков плагиоклаза (андезин № 55), реже анортоклаза. Пирокластические (кристаллокластические) породы образуют довольно мощные (до 10 м) пачки, но роль их в разрезе свиты невелика.

В пределах южной группы островов в составе кристаллокластической фракции туфов и тефроидов преобладают обломки полевых шпатов, плагиоклаза, анортоклаза и ортоклаза. Роль темноцветных минералов снижается. Наряду с обломками кристаллов, кристаллокластические туфы и тефроиды содержат некоторое количество обломков пород (базальтов и долеритов), т. е. по составу приближаются к туфам смешанного состава. Апатит присутствует только в виде иголочек, которые часто прорастают стекло связующей массы и обломки плагиоклазов. В виде игольчатых выделений часто встречается рутил. В единичном количестве присутствуют обломки оливина, граната, сфена, эпидота.

Количественная характеристика петрографического состава кристаллокластических туфов и тефроидов приведена в табл. 8.

Таблица 8

Количественно-минералогический состав пород малокурильской свиты

№ образца	Плагиоклаз	Моноклинный пироксен	Роговая обманка	Базальты	Резургентные базальты	Терригенные обломки	Трахидолериты	Рудные	Вулканическое стекло	Биотит	Апатит	Основная масса	Прочие обломки	Название породы, место взятия обр.
2312/2	16,5	10,3	6,2	4,3	—	—	—	4,0	3,0	1,1	1,1	53,0	—	Туф кр/кл, о. Шикотан
2312/3	9,1	3,6	2,0	5,6	—	4,2	—	5,2	2,1	0,5	0,5	68,6	—	Тефроид кр/кл, о. Шикотан
2329/2	2,7	2,3	1,6	13,7	—	1,9	1,3	1,6	—	—	—	42,6	32,1 фауна	Туффит биогенно-пирокласт, о. Полонского
2270/4	6,6	0,4	—	20,6	6,6	15,9	0,7	0,3	1,1	—	—	48,0	—	Песчаник, о. Танфильева
2158/8	22,8	6,8	—	25,7	—	—	—	2,4	12,6	—	—	20,4	10,2	Туф смешанного состава, о Танфильева
2098/5	27,9	22,3	—	24,4	—	—	—	2,3	—	—	—	23,1	—	Песчаник, о. Зеленый
2094/3	18,4	17,9	—	14,3	—	—	—	5,4	1,8	—	—	41,9	—	Тефроид, о. Шикотан
2084/2	20,0	9,5	—	23,8	—	—	—	4,2	13,2	—	—	29,5	—	Туф смешанного состава, о. Шикотан

Туфы и тефроиды смешанного состава. В зависимости от преобладания того или иного компонента среди пород этой группы можно выделить лито-кристалло-витрокластические, кристалло-лито-витрокластические и витро-лито-кристаллокластические разности. Все они широко развиты в пределах южной группы островов и довольно редко встречаются на о. Шикотан. Внешне это темно-серые плотные породы псаммитовой или псефитовой размерности, трудно отличимые от вмещающих их вулканомиктовых разностей. Туфы слагают слои мощностью от 0,5 до 5 м, а тефроиды — от 1 до 10 м.

Обломочная часть туфов представлена литокластами (обычно резургентными, реже ювенильными), кристаллокластами плагиоклаза, ортоклаза, моноклинного пироксена, зеленой роговой обманки, пластинками биотита и тонкими иголочками апатита; витрическими обломками в виде шлаков, пемз, гиалопилитовой основной массы эффузивов и тонкого вулканического стекла характерных рогульчатых форм. Для туфов смешанного состава характерно отсутствие примеси вулканомиктовых компонентов, очень плохая сортировка и неравномерное распределение обломков даже в пределах одного шлифа.

Тефроиды состоят из тех же обломочных компонентов, что и туфы; содержат небольшую примесь обломков вулканомиктовой фракции, меньшее количество витрокластов, особенно пепловых частиц, и несколько большее — обломков с тяжелым удельным весом (темноцветных минералов, рудных и т. д.). Отличаются лучшей сортировкой и слабой окатанностью обломочного материала. В связующей массе тефроидов смешанного состава наряду с вулканическим стеклом встречается примесь глинистого материала. В одних случаях глинистый минерал заполняет промежутки между частицами стекла, в других — располагается неровными вытянутыми линзами длиной до 1,5 мм.

Вулканомиктовые породы преобладают во всем разрезе малокурильской свиты. В эту группу входят породы самого различного гранулометрического состава от конгломератов до пелитов, причем наибольшую роль в строении свиты играют песчаники.

Внешний облик песчаников очень разнообразен и в основном зависит от характера вторичных изменений. Встречаются как плотные, так и рыхлые разности (последние интенсивно ожелезнены) светло- и темно-серого цвета с различными оттенками. Вулканомиктовая фракция составляет от 40 до 60% породы. Относительное количество минеральных обломков и обломков пород сильно варьирует, однако в большинстве случаев в песчаниках преобладают последние. Обломки чаще всего полуокатаны, края и углы их нередко обломаны и несут явные следы переносов. Сортировка материала обычно хорошая. Плохая сортировка встречается в тех разностях, где смешиваются обломки нескольких фракций: вулканомиктовой и собственно терригенной или вулканомиктовой, пирокластической и биогенной (так называемые туффиты). Собственно терригенные обломки, очень хорошо окатанные, приурочены к району о. Танфильева. Туффиты по существу являются осадочными образованиями, т. е. теми породами, которые Г. С. Дзоценидзе («Классификация...», 1970) предложил называть паратуффитами. Для вулканомиктовых пород характерно обилие остатков микрофауны, диатомовые скорлупки встречаются реже. Цемент обычно базального типа, иногда скудный — приближается к поровому, по составу часто глинисто-хлоритовый или карбонатный (песчаники с карбонатным цементом приурочеы к нижним горизонтам разреза свиты на о. Шикотан). Часто цементирующая масса состоит из мелко раздробленных осколков пироксенов и плагиоклазов, чешуек хлорита и пластинок слюды. Агрегат такого типа обычно слагает и основную массу пелитовых пород.

На рис. 20 приведены данные рентгеноструктурного анализа фракции $<0{,}001$. Химические анализы этих образцов приведены в табл. 9.

Таблица 9

Химические анализы глинистой фракции ($<0{,}001$) пород малокурильской свиты (выполнены в хим. лаборатории ГИНа АН СССР)

№ образца / Окислы	2310/8	2310/7	2299/6	2271	2285/1*	2293*	2301/3*
SiO_2	55,10	52,39	64,61	51,26	81,20	54,95	59,61
TiO_2	0,98	1,06	1,02	0,34	0,46	0,98	1,55
Al_2O_3	15,43	14,51	9,90	13,89	5,85	12,45	14,71
Fe_2O_3	4,64	5,30	4,06	3,88	2,74	5,04	5,34
FeO	2,74	3,51	3,28	4,36	Нет	1,60	0,32
MnO	0,22	0,22	0,07	0,21	0,06	0,50	0,12
MgO	3,51	5,11	2,73	12,24	0,84	2,52	2,89
CaO	3,83	2,58	2,16	1,20	0,63	3,82	2,31
Na_2O	3,27	1,61	1,25	1,54	1,30	1,40	3,11
K_2O	3,86	2,92	2,44	1,40	1,88	2,44	4,38
P_2O_5	0,68	0,19	0,16	0,34	0,01	0,14	0,03
$S_{об}$	—	—	—	—	—	—	—
H_2O^+	4,65	4,83	4,07	6,17	3,19	7,22	2,75
H_2O^-	1,72	3,36	2,30	2,85	1,04	3,23	1,76
CO_2	Нет	0,08	Нет	0,06	0,51	1,17	0,11
$C_{орг}$	0,04	0,18	0,55	0,14	0,33	1,88	0,58
П. п. п.		2,19	1,78	—	—		
Σ	100,62	100,04	100,38	99,88	100,04	99,54	99,57

* Микрохимические анализы.

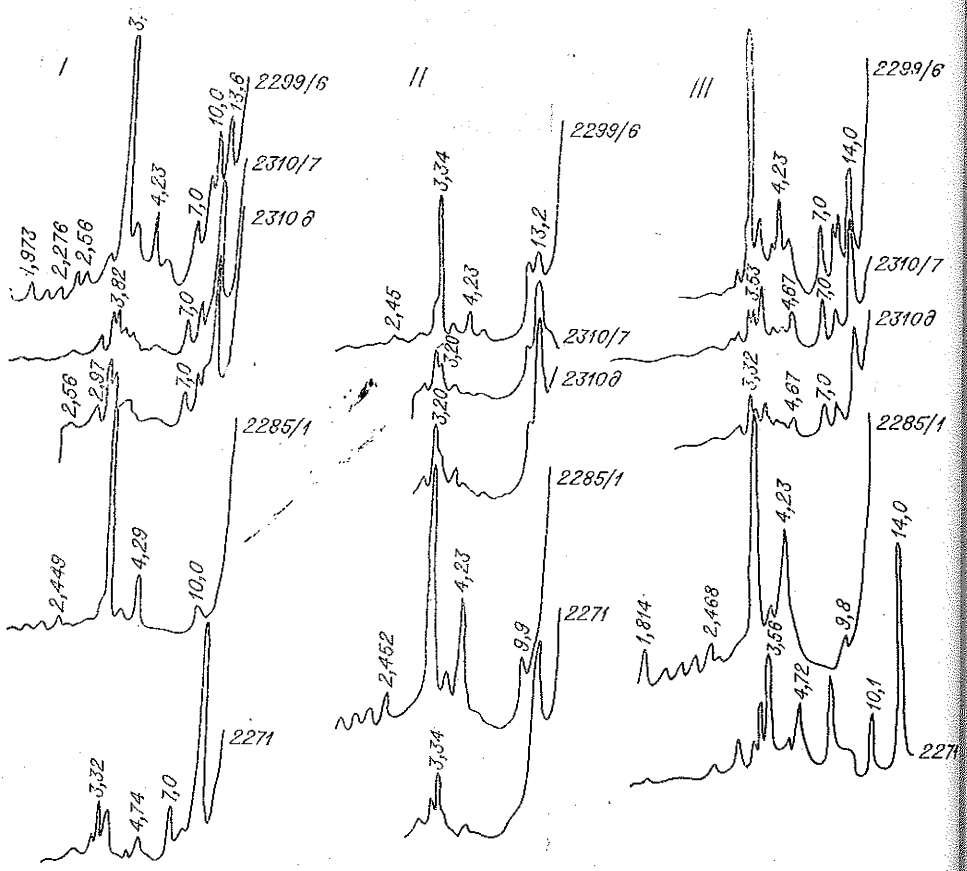


Рис. 20. Рентгенограмма глинистых фракций пород малокурильской свиты:
I — природный образец; II — образец, насыщенный глицерином; III — прокаленный образец.

Состав глинистой фракции довольно однообразен: хлорит с вермикулитом, монтмориллонит и гидрослюда. Наблюдается некоторая зависимость состава глинистых минералов от первичного состава породы. Там, где порода состоит из почти «чистого» тонкораздробленного вулканического стекла (обр. 2285/1), в глинистой фракции преобладают гидрослюда и тонкодисперсный кварц. Небольшая примесь кристаллов в обр. 2299/6, видимо, вызвала появление наряду с гидрослюдой небольшого количества хлорита и цеолита. Хлорит и цеолит, вероятно, образуют устойчивый парагенезис и находятся в прямой зависимости от содержания в породе обломков кристаллов и литокластов. В обр. 2271 фракция $<0{,}001$ сложена высокомагнезиальным хлоритом, образование которого, по-видимому, надо связывать с составом вулканомиктовой обломочной фракции.

Таким образом, состав большей части глинистых минералов, очевидно, тесно связан с первичным составом вулканокластики, слагающей породы свиты.

Для грубозернистых разностей (конгломератов и гравелитов) характерны те же особенности состава, что и для песчаников. Обломки минералов в них встречаются еще реже, чем в песчаниках, зато постоянно присутствует галька аргиллитов, хлоритовых пород, кварцитов, альбититов. Нередко встречаются окатанные обломки трахидолеритов.

Петрохимическая характеристика пород

Трахибазальты и трахидолериты, слагающие эффузивные и субвулканические тела малокурильской свиты, по химическому составу (см. табл. 6) относятся к щелочной оливин-базальтовой или щелочной базальтоидной формации (Ю. А. Кузнецов, 1964). Неясная структурная приуроченность этих пород не позволяет однозначно толковать их формационную принадлежность. По мнению Яги (Yagi, 1960), изучавшего аналогичные породы в Японии, они слагают особую калиевую щелочную провинцию. Векторные изображения этих пород ложатся на кривую типа Марос-Хайвуд (см. рис. 10). Породы Марос-Хайвуд, по Ритману, относятся к средиземноморскому магматическому типу (Ритман, 1964).

Туфы и вулканомиктовые породы малокурильской свиты (см. табл. 4 и 5) отличаются высоким содержанием K_2O и, как правило, низким SiO_2. Кристалло- и витрокластические туфы по химическому составу аналогичны трахидолеритам и трахибазальтам. Вулканомиктовые породы и часть туфов смешанного состава близки к породам матакотанской свиты. Если учесть, что кристаллы и вулканическое стекло являются ювенильным материалом, а литические обломки (в вулканомиктовых разностях и туфах) образовались за счет размыва матакотанских построек и выбросов твердой лавы (резургентные обломки), то указанное отличие вполне понятно и подчеркивает тесную химическую связь трахибазальтов и ювенильного пирокластического материала. На диаграмме Харкера (рис. 21) показано распределение окислов в туфах малокурильской свиты.

Для разреза свиты в районе мыса Боевого было проведено послойное определение щелочей в породах, подстилающих и перекрывающих пластовое тело. Данные химических анализов приведены в табл. 10.

Содержание щелочей в породах этого разреза не зависит от близости того или иного слоя к пластовому телу. Наиболее высокие содержания окиси калия приурочены к тонким витрическим туфам. По мере убывания количества витрокластов в породе уменьшается и содержание в ней K_2O (слои 9, 10, 11). По нашему мнению, калиевый метасоматоз отложений малокурильской свиты играл незначительную роль. В противном случае мы бы имели более высокие содержания K_2O в породах свиты на о. Танфильева, чем на о. Шикотан, так как и силлов, и тектонических нарушений на

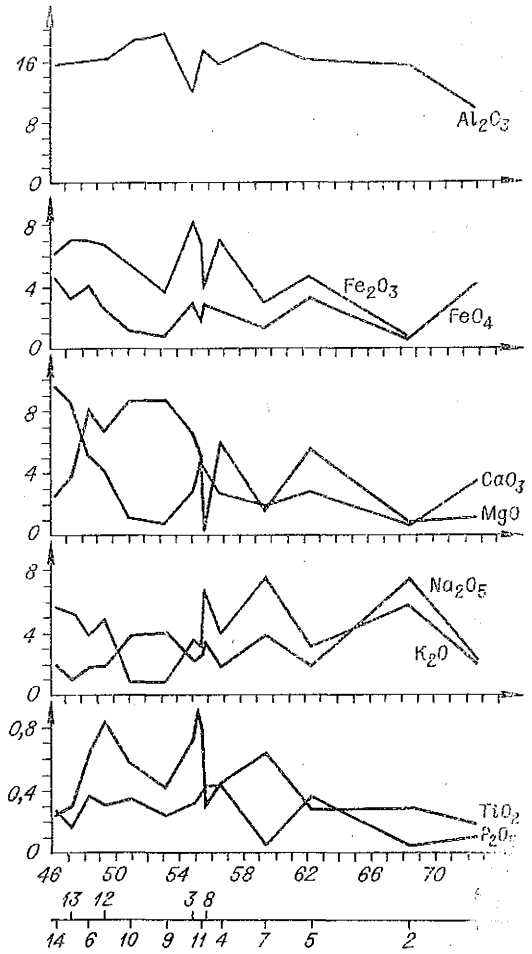


Рис. 21. Диаграмма Харкера для туфов малокурильской свиты. Номера на диаграмме соответствуют номерам в табл. 4.

Таблица 10

№ образца	Содержание щелочей, %		Название породы	Мощность, м
	K_2O	Na_2O		
2342/10	2,25	5,20	Кристаллокластический тефроид	1,0
2342/9	2,22	5,77	Кристаллокластический туф	1,0
2342/8	2,96	2,88	Вулканомиктовый алевролит грубоплитчатый	0,8
2342/7	1,41	3,88	Вулканомиктовый алевролит тонкоплитчатый	1,2
2342/6	1,30	5,88	Литокластический туф	1,5
2342/5	2,53	4,64	Лито-кристаллокластический тефроид с обломками трахидолеритов	0,5
2342/4	3,81	3,48	Лито-витро-кристаллокластический тефроид	0,1
2342/3	3,86	3,40	Вулканомиктовый алевролит грубоплитчатый	0,5
2342/2	3,76	2,70	Вулканомиктовый алевролит тонкоплитчатый	0,2
2342/1*	5,50	5,20	Тонкий витрический туф	0,2
2343/1*	1,11	5,39	Алевролит вулканомиктовый	0,2
2343/2	2,64	2,91	Алевролит с рогульками вулканического стекла	0,15
2343/3	6,79	4,9	Витрический туф тонкий (пепловый)	0,2
2343/4	3,02	2,83	Алевролитовый туффит с примесью рогулек вулканического стекла	0,25
2343/5	2,41	2,95	Вулканомиктовый алевролит	0,50
2343/6	2,60	2,79	Кристалло-витрокластический туф	1,0
2343/7	2,24	3,05	Кристалло-витрокластический тефроид	1,5
2343/8	1,93	5,21	Вулканомиктовый песчаник	2,0

Примечание. 2342/1 — над силлом, 2343/1 — под силлом.

о. Танфильева гораздо больше. Вероятно, высокие содержания окиси калия являются первичными для данных пород и связаны с пирокластической природой обломочного материала. Наиболее высокие содержания K_2O приурочены к туфам, содержащим тонкораздробленное вулканическое стекло.

Сравнительная характеристика пород из различных фациальных зон

Послойное изучение пород с петрографическим и петрохимическим описанием образцов каждого слоя проведено для двух разрезов свиты на о. Шикотан и на о. Танфильева.

На о. Шикотан детально изучена нижняя тридцатиметровая пачка пород псаммитовой размерности, вскрывающаяся по северо-восточному побережью острова (рис. 22).

Обломочные компоненты пород этой пачки имеют довольно однообразный состав и представлены полевыми шпатами, темноцветными минералами, базальтами и андезито-базальтами, вулканическим стеклом. Терригенные обломки — хлорит-слюдистые сланцы, аргиллиты, интрузивные породы кислого и основного состава, альбититы и кварциты — встречаются гораздо реже. Общее количество их не превышает 15% породы.

Полевые шпаты как калиевые, так и натровые большей частью нацело замещены вторичными минералами, нередко в породе остаются контуры полевых шпатов с реликтами двойникового строения. Разрушенные кристаллы полевых шпатов встречаются реже; обычно как для калиевых

полевых шпатов, так и для плагиоклазов характерны правильные кристаллографические очертания. По-видимому, при переносе эти обломки практически не окатывались, а раскол их, если он имел место, происходил по плоскостям спайности. Темноцветные минералы — моноклинные пироксены и роговая обманка — обычно не затронуты вторичными процессами, но часто разрушены. Они образуют устойчивую парагенетическую ассоциацию. В породах пироксен и роговая обманка всегда встречаются вместе примерно в равных количествах. Степень обработки их, как правило, одинакова. В породах постоянно присутствует магнетит, содержание которого зависит от содержания пироксенов и роговой обманки. Обломки базальтов и андезито-базальтов, аналогичные по составу эффузивным породам матакотанской свиты, распределены по разрезу очень неравномерно. Наибольшее их количество в породе совпадает с минимальным содержанием темноцветных минералов. Эта зависимость вполне объяснима, если учесть, что, во-первых, туфовые и тефроидные породы нижней части малокурильской свиты представлены либо кристаллокластическими, либо лито-кристаллокластическими разностями. Во-вторых, обломки литокластов состоят преимущественно из плагиоклазовых и эффузивых пород. Изменение литокластов вторичными процессами и степень обработки их в бассейне различны для разных слоев разреза. Это зависит от происхождения самих литокластических компонентов, от того, принадлежат ли они к пирокластической или к вулканомиктовой фракции, а также от степени изменения всей породы в целом.

Вулканическое стекло распространено практически по всему описываемому разрезу в виде обломков с пузырчатой или флюидальной текстурой. В нижних горизонтах встречаются обломки вулканического стекла характерных пепловых форм, которые, как правило, нацело замещены вторичными минералами. Начиная с образца 2251/9 (см. рис. 22), вверх по разрезу в породах свиты появляется большое количество довольно крупных (до 0,05 мм) обломков раскристаллизованного вулканического стекла. Замещение этих обломков вторичными минералами наблюдается реже, чем в нижних горизонтах свиты. Среди обломков стекла встречаются как пирокластические, так и вулканомиктовые образования; к первым, несомненно, относятся рогульки, пепловые формы вулканического стекла, ко вторым — большая часть измененных обломков шлаков, гиалопилитов и т. д.

Из вторичных образований по породам этой пачки развиваются глинистые минералы, хлорит, анальцим, ломонтит, альбит, карбонат. Вулканомиктовые обломки базальтов и андезито-базальтов ожелезнены, однако ожелезнение не свойственно малокурильским породам и связано, скорее всего, с характером изменения матакотанских образований.

В распределении вторичных минералов по разрезу наблюдается некоторая закономерность. Нижние горизонты свиты (обр. 2251/1—2251/8) характеризуются интенсивной ломонтитизацией пород. Ломонтит распространяется по всей породе, оставляя неизмененными только кристаллы моноклинных пироксенов и роговой обманки. Некоторые образцы благодаря сплошной ломонтитизации приобрели бластоподобную структуру. Реликты пепловых форм в связующей массе этих пород свидетельствуют о том, что первоначально порода была витрическим туфом. С этими разностями (обр. 2251/1—2251/4) связаны очень высокие содержания окиси калия (4—7%). Такое содержание K_2O не могли дать немногочисленные кристаллы ортоклаза, содержащегося в обломочной части туфов. Так как ломонтит является натровым минералом, высокое содержание K_2O можно объяснить абсорбцией ионов K^+ на поверхности рогулек вулканического стекла (Гущенко, 1964).

Анальцим широко распространен в средней части пачки. Содержание его в породах возрастает вверх по разрезу одновременно с уменьшением содержания ломонтита. Развивается анальцим, как правило, по

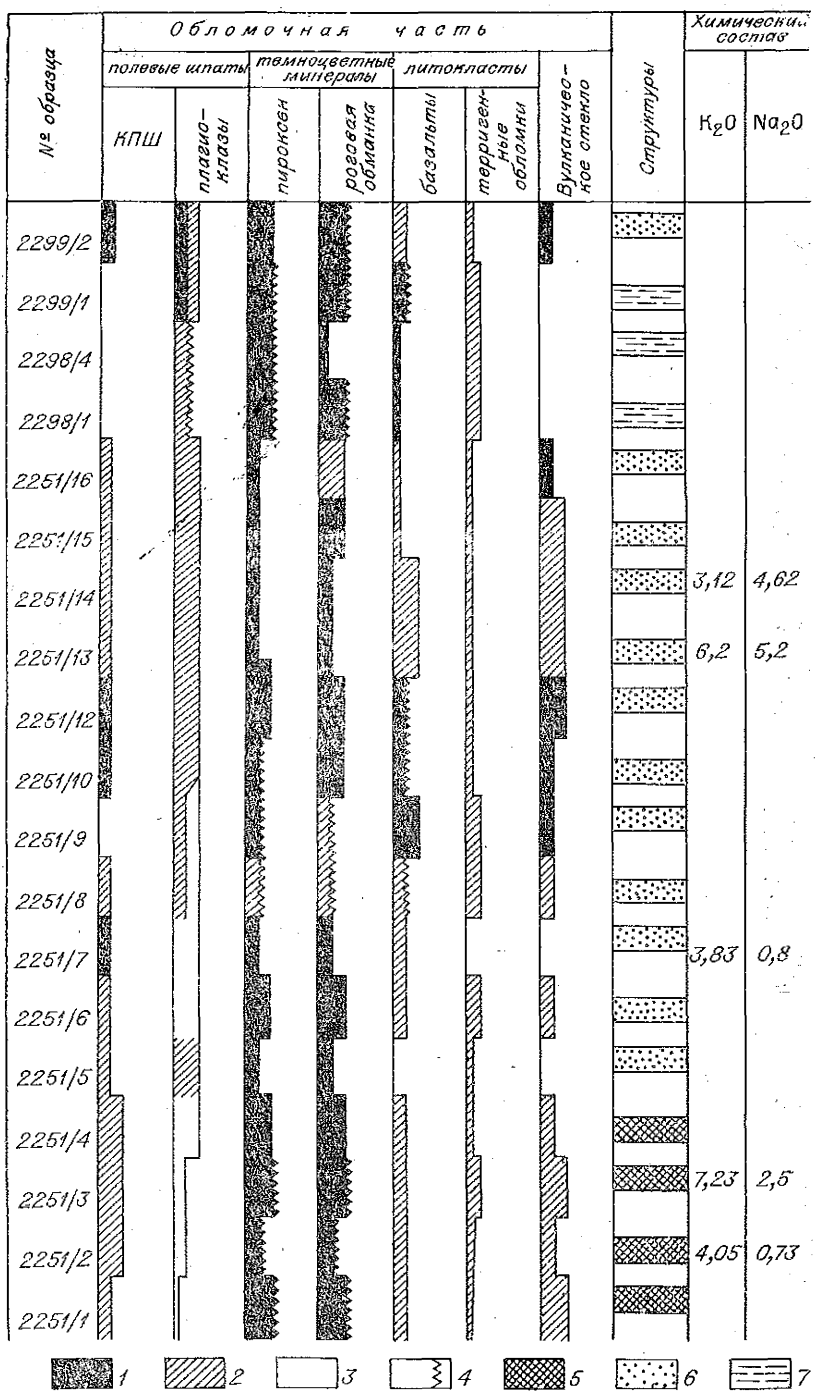
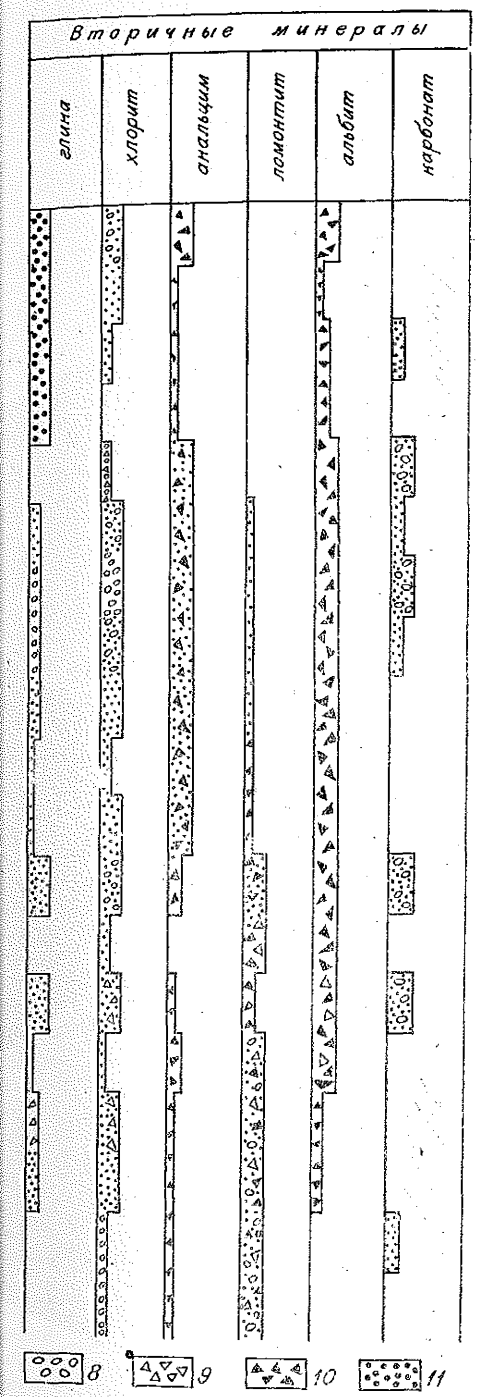


Рис. 22. Петрографическая колонка нижней части разреза
Обломки: *1* — неизмененные, *2* — измененные, *3* — контуры (реликты), *4* — разруше
псаммитовые, *7* — алевролитовые; вторичные минералы: *8* — по обломкам пород
11 — по осно

обломкам плагиоклазов и связующей массе, не затрагивая литокласто
и темноцветных минералов. Вместе с анальцимом широко развиваются
хлорит (по обломкам пород и связующей массе) и альбит (по плагио
клазам). С ломонтитом хлорит и альбит встречаются реже, а анальцим
как правило, отсутствует.



малокурильской свиты, о. Шикотан.

ные; структуры: *5* — фельзитоподобные, *6* — *9* — по стеклу, *10* — по обломкам кристаллов, ной массе.

Глинистые минералы, замещающие связующую массу вулканомиктовых пород, обломки вулканического стекла, плагиоклазов и калиевых полевых шпатов, наиболее широко развиты в верхней части пачки. В средней и нижней частях пачки глинистые минералы тяготеют в основном к вулканомиктовым породам и тесно ассоциируют с карбонатным материалом.

Таким образом, для нижней части разреза свиты на о. Шикотан устанавливается зональность в распределении вторичных минералов. Наблюдаемая нами вверх по разрезу смена ломонтитизированных пород анальцимизированными и затем альбитизированными разностями описана Д. С. Кумбсом (Coombs, 1954) для пород Новой Зеландии. Появление ломонтита, по Д. С. Кумбсу, свидетельствует о низкой степени метаморфизма (цеолитовая фация). Однако в районе Малой гряды смена ломонтитизированных пород пелитизированными через все промежуточные стадии происходит на расстоянии (по мощности) первых десятков метров. Кроме того, как будет показано дальше, ломонтит появляется и в средней части разреза свиты (о. Танфильева), перекрывая пачки слабоизмененных пелитизированных пород. В ряде случаев отмечается приуроченность ломонтитизированных разностей к зонам разломов. Повсеместно вместе с ломонтитом присутствует гейландит (Ng — 1,504; Np — 1,408), филлипсит (Ng — 1,498; Np — 1,482) и шабазит. Все эти данные говорят о том, что на Малой гряде мы имеем дело не с цеолитовой фацией регионального метаморфизма, а с локальными проявлениями гидротермального метаморфизма и метасоматоза, причем существенную роль в образовании вторичных минералов играет первичный состав вулканогенно-осадочных пород.

Карбонатный материал приурочен к отдельным слоям пород. Развит карбонат очень неравномерно. В разрезе встречаются линзы мергелей и известняков, породы с карбонатным цементом и разности, где карбонат распространяется пятнами по цементу и по обломкам породы.

На о. Танфильева в районе селения Неусыпное (северное побережье острова) вскрыта семидесятиметровая пачка пород, характеризующаяся

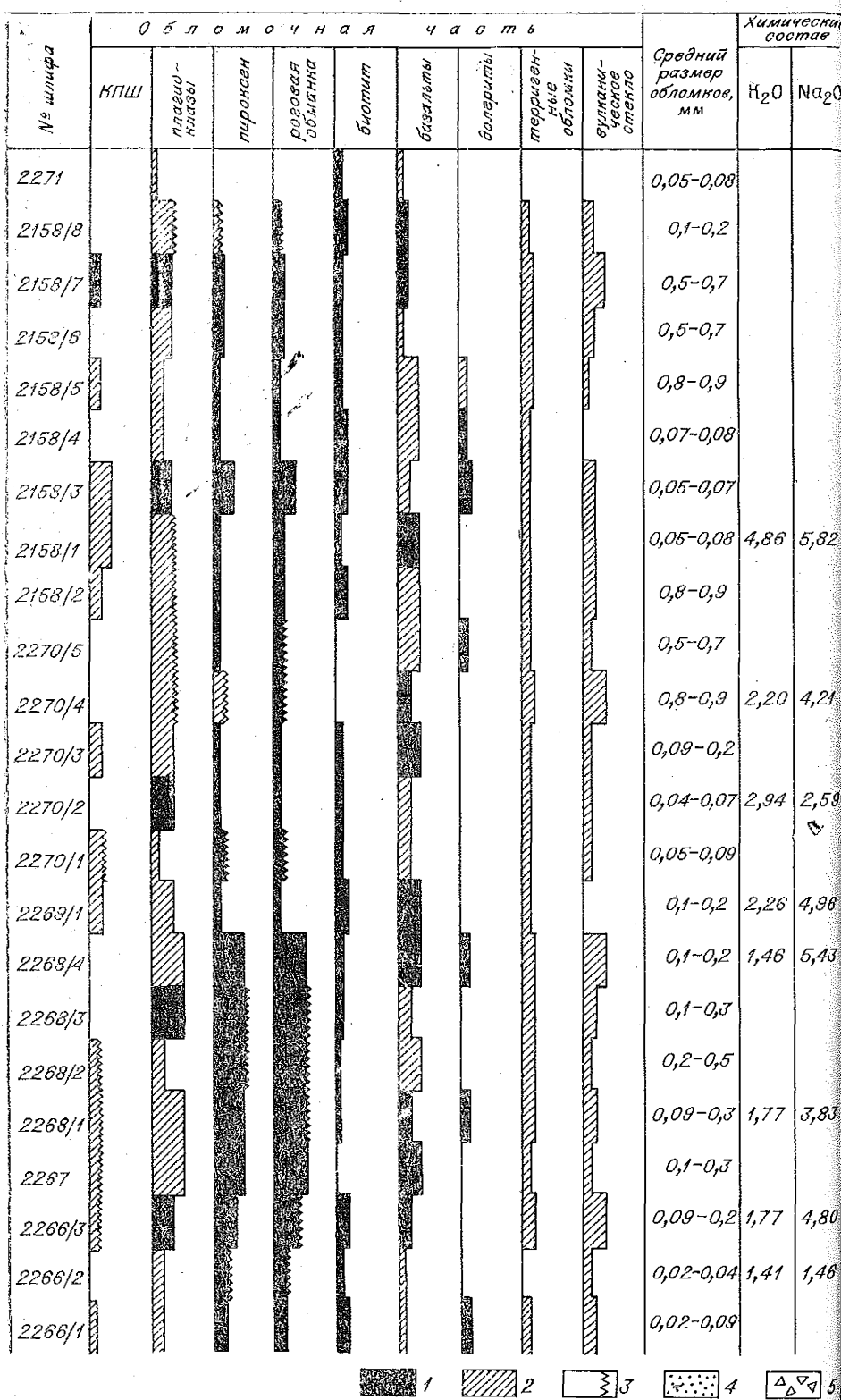
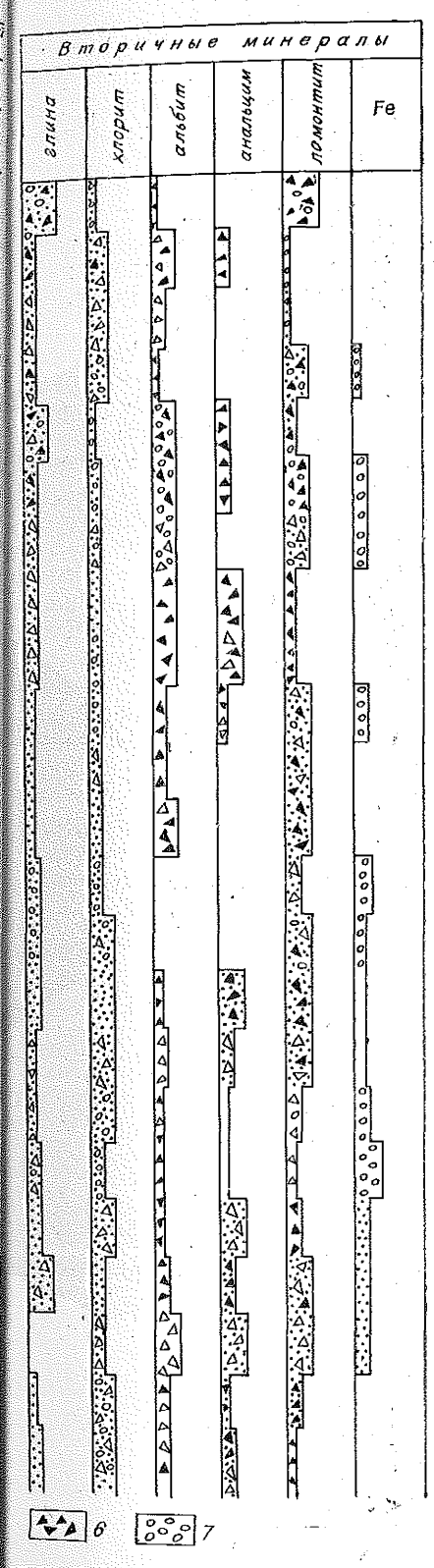


Рис. 23. Петрографическая колонка верхней части разре

Обломки: *1* — свежие, *2* — измененные, *3* — разрушенные; вторичные минералы: *4* — по основ кристаллов, *7* —



малокурильской свиты, о. Танфильева.
массе, *5* — по стеклу, *6* — по обломкам
обломкам пород.

следующими особенностями минерального и петрохимического состава (рис. 23).

Обломки калиевого полевого шпата приурочены в основном к туфовым и тефроидным разностям пород. Содержание их редко превышает 15% породы. Плагиоклазы составляют от 5 до 30% породы, степень изменения их меньше, чем в разрезах на о. Шикотан, часто встречаются неизмененные разности. Темноцветных минералов в породах о. Танфильева в целом меньше, чем на о. Шикотан. Кристаллокластические туфы встречаются реже. Однако, как и на о. Шикотан, пироксен и роговая обманка образуют устойчивую парагенетическую ассоциацию, встречаясь всегда вместе и примерно в равных количествах. Очень часто в породах присутствуют тонкие пластинки биотита красно-бурого цвета с отчетливым плеохроизмом. По составу он, видимо, относится к железистым разностям. Обломки базальтов и андезито-базальтов как пирокластической, так и вулканомиктовой фракции развиты по всему разрезу. Вулканомиктовые обломки, как правило, отличаются слабо окатанными формами, пирокластические относятся к резургентным компонентам и имеют самые причудливые очертания. По составу и степени изменения те и другие одинаковы. Степень изменения литокластов зависит в данном случае не от генезиса обломка, а от степени и характера изменения всей породы в целом.

Вулканическое стекло присутствует в виде обломков с пузырчатой, флюидальной и кристаллитовой структурой. Рогульчатые, пепловые формы встречаются гораздо реже. Обломки часто изменены, причем характер и степень изменения такие же, как и для всей породы.

Вулканомиктовые обломки шлаков и гиалопилитов часто ожелезнены, в то время как для пород малокурильской свиты ожелезнение нехарактерно. Наибольшее количество обломков вулканического стекла приурочено к туфовым и тефроидным разностям. Терригенные компоненты составляют 5—15% породы. Представлены они теми же разностями, что и на о. Шикотан, но приурочены не к отдельным прослоям, а прослеживаются по всему разрезу.

В обломочной части пород свиты встречаются трахидолериты и трахибазальты от 5 до 15%, аналогичные по составу породам, слагающим пластовые тела маастрихтского возраста. Обломки трахидолеритов в той или иной степени окатаны, обычно свежие, реже затронуты вторичными изменениями. Наличие обломков трахидолеритов подтверждает высказанное нами предположение о существовании более высоких горизонтов свиты на о. Танфильева, чем на о. Шикотан. Интересно отметить, что в самых верхах формации Немуро («Геологическое развитие Японских островов», 1968) обломочные породы, аналогичные образованиям малокурильской свиты, содержат гальку трахидолеритов.

Вторичные минералы представлены почти теми же разностями, что и на о. Шикотан. Карбонатный материал встречается реже и развивается только по фаунистическим остаткам. Какой-либо закономерности распределения вторичных минералов по разрезу не отмечается. Минералы цеолитовой фации (ломонтит, анальцим) встречаются по всему разрезу, и содержание их в тех или иных разностях зависит от состава вулканогенных компонентов породы, а не от степени метаморфизма отдельных частей разреза. Нередко наиболее интенсивная ломонтитизация наблюдается вблизи тектонических нарушений. Анальцим редко затрагивает связующую массу, чаще развивается по обломкам плагиоклазов и вулканического стекла. Глинистые минералы и хлорит развиты по всему разрезу, замещая связующую массу, обломки пород и кристаллов. Как и на о. Шикотан, темноцветные минералы (пироксен и роговая обманка) не затронуты вторичными процессами, изредка вокруг кристаллов роговой обманки наблюдается опацитовая каемка. Как видно из приведенной колонки (см. рис. 23), содержание окиси калия в породах свиты повышено, хотя и в меньшей степени, чем на о. Шикотан, что связано, видимо, не с калиевым метасоматозом, а наличием в породах тонкого пеплового стекла. Последнее чаще и в больших количествах встречается среди пород о. Шикотан, чем на о. Танфильева. Высокие содержания окиси натрия в породах описываемого разреза вызваны, видимо, интенсивной анальцимизацией и альбитизацией плагиоклазов.

Условия накопления отложений

На основании всего сказанного, можно сделать вывод о том, что условия осадкообразования на о. Шикотан резко отличались от условий осадкообразований на островах южной группы. На о. Шикотан вулканомиктовому комплексу пород свойственно тонкое ритмичное переслаивание мелкозернистых разностей, горизонтальная слоистость, обилие карбонатных конкреций и линз мергелистого материала. Мощность отложений свиты в этом районе не превышает 300 м. Все эти данные говорят о том, что в северной части Малой Курильской дуги в маастрихтский век господствовали относительно спокойные условия осадкообразования. Осадки формировались в прибрежно-морской зоне бассейна, на глубине, не превышавшей 200 м (судя по остаткам раковин иноцерамов в центральной части разреза).

В районе южной группы островов вулканомиктовый комплекс имеет существенно иное строение. Его характеризуют: 1) грубость обломочного материала; 2) регрессивный характер строения крупных (20—30 м) ритмов и трансгрессивный — более мелких пачек; 3) наличие горизонтальной градационной слоистости наряду с косой, линзовидной, волнистой; следы обвалов, оползней; 4) отсутствие остатков макрофауны; 5) увеличение общей мощности свиты до 800—1000 м.

По-видимому, отложения малокурильской свиты в пределах южной группы островов формировались в более глубокой части морского бассейна, отделенной от мелководной северной зоны довольно крутым уступом. Обломочный материал сносился со склонов бассейна или перено-

сился турбидными потоками, образуя ритмичные пачки хорошо сортированных пород. Обильное поступление вулканомиктового и пирокластического материала препятствовало образованию в бассейне тонких илов. Маломощные прослои пелитовых пород в результате оползневых явлений были смяты в причудливо изогнутые слои. Там, где возникали условия для отложений илистого вещества, в разрезах наблюдаются линзовидные прослои аргиллитов.

ЗЕЛЕНОВСКАЯ СВИТА

Корреляция отдельных разрезов зеленовской свиты, обнажающихся в пределах Малой гряды, невозможна, так как контакт их с породами малокурильской свиты не вскрывается, а породы вышележащего комплекса Ноторо-Томари залегают на зеленовской свите несогласно. Поэтому мы ограничимся описанием отдельных разрезов без сопоставления их друг с другом.

Геологические разрезы (рис. 24).

Разрез на о. Юри

Этот разрез наиболее полный, но без нижней и верхней частей. Два разлома, выраженные в рельефе острова пониженными заболоченными участками, разбивают отложения свиты на три блока. Амплитуду смещения между блоками установить не удалось из-за отсутствия маркирующих горизонтов. В северном блоке от мыса Северного до мыса Ломоть вскрываются (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Лавобрекчии базальтого состава с прослоями небрекчированных базальтов, иногда в последних появляется нечетко выраженная шаровая отдельность	140
2. Пласт брекчированных песчаников темно-серого цвета, грубозернистых, с вертикальными нептуническими жилками аргиллитов (мощность от 1—2 см до 0,3 м)	20
3. Конглобрекчии плохо сортированные. Обломки представлены ожелезненными базальтами и андезито-базальтами, долеритами, габброидами, шлаками. В меньшем количестве встречаются обломки осадочных пород: алевролитов, аргиллитов и песчаников. В виде линзовидных прослоев в этой пачке встречаются массивные базальты с крупными вкрапленниками плагиоклазов	100
4. Переслаивание лавобрекчий базальтового состава с массивными или рассланцованными небрекчированными базальтами. В лавобрекчиях встречается большое количество линз размером 1×3 м² и глыб базальтов размером 0,2×0,5 м²	180
5. Грубообломочные конглобрекчии	20
6. Переслаивание мелкообломочных лавобрекчий и черных рассланцованных базальтов	70
7. Грубообломочные конглобрекчии с горизонтами шаровых лав плагиоклазовых андезито-базальтов	200

Суммарная видимая мощность разреза 730 м.

Аналогичный разрез вскрывается вдоль юго-западного побережья бухты Широкой и далее по тихоокеанскому побережью острова (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Чередование среднеобломочных конглобрекчий и лавобрекчий. Пачка прорезана большим количеством жил, выполненных халцедоном и кварцем	60
2. С постепенным переходом среднеобломочные конглобрекчии сменяются мелкообломочными разностями с большим количеством хорошо окатанной гальки интрузивных пород долеритов и габброидов. Встречается галька трахидолеритов. При выветривании в породах образуется «сотовая» текстура. Пачка пронизана вертикальными нептуническими жилками аргиллитов	100

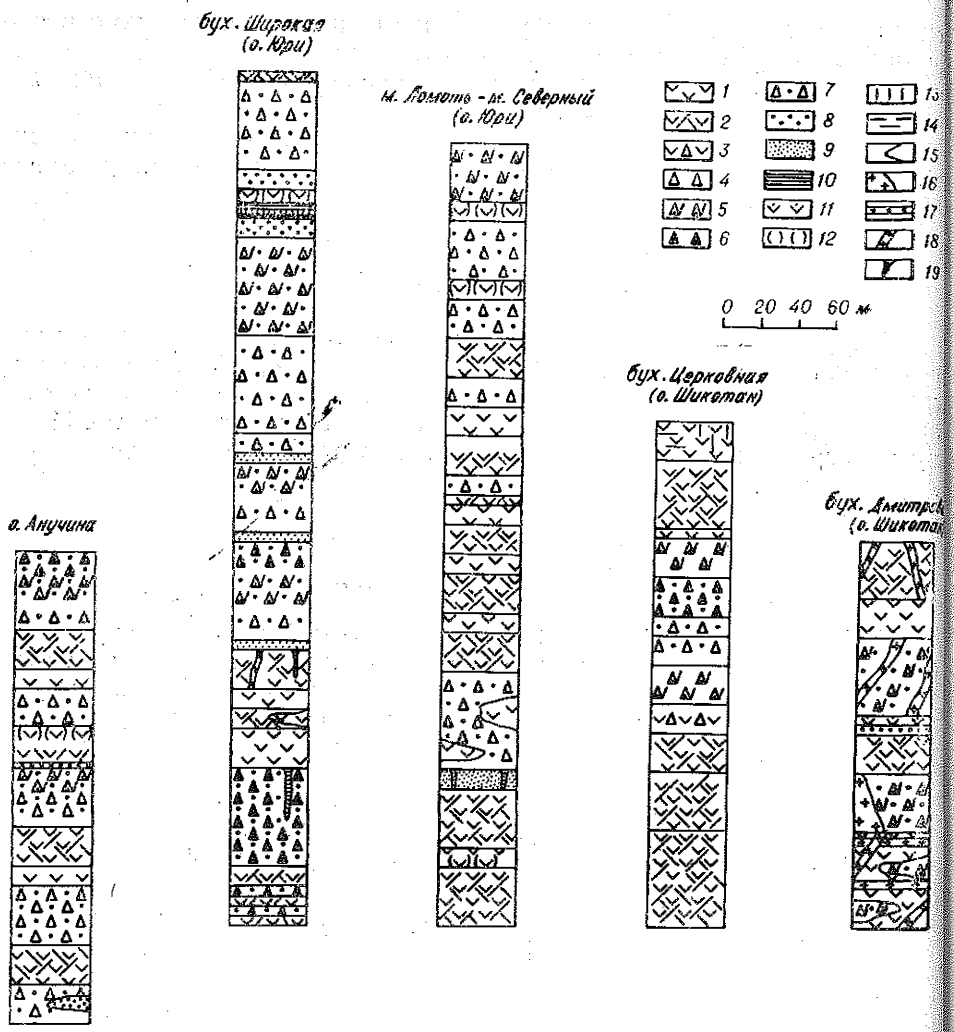


Рис. 24. Геологические разрезы зеленовской свиты.

1 — базальты; *2* — лавобрекчии; *3* — агломераты; *4* — брекчии крупнообломочные; *5* — брекчии среднеобломочные; *6* — брекчии мелкообломочные; *7* — конгломерато-брекчии; *8* — конгломераты; *9* — песчаники; *10* — аргиллиты; *11* — туфы; *12* — шаровая отдельность; *13* — столбчатая отдельность; *14* — рассланцевание; *15* — линзовидное залегание; *16* — интрузии; *17* — силлы; *18* — дайки; *19* — нептунические дайки.

Мощность, м

3. Пачка лавобрекчий базальтового состава с линзами и прослоями плагиоклазовых андезито-базальтов. Лавобрекчии покрыты ожелезненной коркой красно-бурого цвета. Пронизаны несколькими дайками диабазов и нептуническими дайками аргиллитов. В верхних горизонтах пачки в лавобрекчиях встречаются крупные (до 1—2 м) глыбы черных рассланцованных базальтов 120

4. Выше, частично фациально замещая пачку лавобрекчий, залегают слоистые конглобрекчии мелко-, средне- и грубообломочные с прослоями песчаников (0,2—0,5 м) и конгломератов (0,3—0,8 м) 350

5. По тихоокеанскому побережью о. Юри обнажаются конглобрекчии с крупными (до 1×0,5 м²) угловатыми глыбами диабазов и габброидов. Встречен один обломок трахидолерита. Много угловатых обломков шлаков, базальтов с крупными фенокристаллами плагиоклазов, гальки песчаников и аргиллитов. Брекчии содержат много древесных остатков, там же обнаружен окаменевший ствол дерева. Участками брекчии покрыты ожелезненной красно-бурой коркой . . . 50

6. Конгломераты темно-серого цвета вверх по разрезу сменяются грубозернистыми песчаниками с прослоями аргиллитов и алевролитов 20

	Мощность, м
7. Лавобрекчии базальтового состава зеленовато-серого цвета, сильно измененные, хлоритизированные, участками с неясно выраженной шаровой отдельностью	7
8. По резкой хорошо выраженной границе (азимут падения 150°, угол падения 10°) обнажаются конгломераты, плохо сцементированные, с большим количеством гальки интрузивных пород	20
9. Грубообломочные конглобрекчии, плотные с небольшим количеством цемента (обломки тесно прилегают друг к другу), неслоистые	90
10. Лавобрекчии андезито-базальтов, интенсивно ожелезненные, с большим количеством угловатых обломков шлаков	5

Суммарная мощность описанного разреза около 800 м.

Разрез на о. Анучина

По западному побережью острова обнажаются (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Грубообломочные конглобрекчии с галькой (10—20 см) базальтов темно-серого до черного цвета и угловатыми (10—40 мм) обломками светло-серых андезито-базальтов. В брекчиях встречены линзы тонко рассланцованных базальтов (1×3 м²), песчаников темно-серого цвета (0,5×2 м²) и черных щебенчатых аргиллитов (0,2×0,3 м²)	40
2. Лавобрекчии андезито-базальтового состава, ожелезненные, с большим количеством шлаковых обломков	40
3. Грубообломочные конглобрекчии, аналогичные слою 1, с многочисленными древесными остатками	60
4. По резкой неровной границе (азимут падения 150°, угол падения 20°) базальты темно-серого цвета с вкрапленниками пироксена и плагиоклаза с плитчатой отдельностью. Вверх по разрезу и по простиранию постепенно переходят в лавобрекчии того же состава. Плитчатая отдельность в лавобрекчиях исчезает	60
5. Грубообломочные конглобрекчии с блоками (3—5 м в длину) базальтов со столбчатой отдельностью, вверх по разрезу постепенно сменяются среднеобломочными конглобрекчиями, в которых обломки пород не превышают 5—10 см	60
6. Гравелиты с большим количеством обломков ожелезненных и хлоритизированных базальтов. Цемент рыхлый, сложен раздробленными обломками базальтов, кристаллами пироксенов и плагиоклазов. Цемент сильно ожелезнен и хлоритизирован. Много обугленного растительного детрита	2
7. Лавобрекчии андезито-базальтового состава с вкрапленниками плагиоклаза. В верхней части пачки в лавобрекчиях появляется миниатюрная шаровая отдельность (диаметр шаров 5—10 см)	40
8. Грубообломочные конглобрекчии, аналогичные слою 5	40
9. Базальты темно-серого до черного цвета, плохо раскристаллизованные, массивные, вверх по разрезу переходящие в лавобрекчии тех же базальтов	60
10. Чередование крупно-, средне- и мелкообломочных брекчий с маломощными прослоями конгломератов. Слоистость плохо выражена. Цемент ожелезнен и хлоритизирован. Много угловатых и полуокатанных обломков миндалекаменных базальтов. Миндалины выполнены цеолитами. Встречено несколько окатанных обломков трахидолеритов	80

Суммарная видимая мощность описанного разреза 480 м.

Разрезы на о. Шикотан

На о. Шикотан разрезы зеленовской свиты описаны в районе бухт Церковной и Дмитрова. Толща пород свиты в этих районах разбита многочисленными разломами, прорвана интрузиями и субвулканическими телами базальтового состава. Слои пород нередко стоят на головах или имеют очень крутые углы падения. Лавобрекчии и конглобрекчии нередко фациально замещают друг друга.

В бух. Церковной по северо-восточному берегу вскрываются (снизу вверх):

1. Лавобрекчии с крупными (0,2—0,5 м) обломками пироксеновых базальтов. Базальты интенсивно ожелезнены, многие обломки покрыты шлаковыми корками. В лавобрекчиях встречаются вертикальные нептунические дайки, выполненные псаммитовыми туфами	150
2. Лавобрекчии пироксеновых базальтов, аналогичные слою 1, с большим количеством древесных остатков	40
3. Агломератовые туфы плагиофировых базальтов. Размеры вкрапленников достигают 1 см	20
4. Агломератовые туфы постепенно переходят в вулканические брекчии того же состава. Обломки совершенно не окатаны; кроме плагиофировых базальтов появляются пироксеновые базальты и шлаки	40
5. Конглобрекчии крупно- и мелкообломочные, слоистость выражена довольно четко за счет смены разнообломочных брекчий .	85
6. По резкой четкой границе, с заливами — вулканические брекчии пироксен-плагиоклазовых базальтов	40
7. Плохо раскристаллизованные базальты темно-серого цвета	10
8. Лавобрекчии плагиоклазовых базальтов	70
9. Плохо раскристаллизованные андезито-базальты. На некоторых участках появляется столбчатая отдельность. По простиранию и вверх по разрезу базальты со столбчатой отдельностью переходят в рассланцованные разности	40

Суммарная мощность описанного разреза 500 м.

В районе бух. Дмитрова обнажается толща лавобрекчий базальтового состава с прослоями массивных базальтов и линзами конглобрекчий. Толща пронизана силлами и дайками базальтового состава, прорвана небольшими телами габброидов. Составить послойный разрез в этом районе невозможно из-за очень крутых углов падения пород, многочисленных разрывных нарушений и мелких приразломных дислокаций.

Суммарная мощность отложений зеленовской свиты в бух. Дмитрова не менее 400 м.

Особенности строения

Как видно из приведенных выше разрезов, комплекс пород, слагающих зеленовскую свиту, и характер чередования их в разрезе в целом аналогичен таковым матакотанской свиты. Отличает зеленовскую свиту от матакотанской следующее.

1. Отсутствие мощных пачек базальтов с шаровой отдельностью. Встречающиеся в разрезе свиты шаровые лавы сходны с породами верхней части матакотанской свиты, образовавшейся, как было сказано выше, в субаэральных и наземных условиях. Для этих образований характерны: малая мощность прослоев (5—10 м); небольшой диаметр шаровых подушек (от 5—10 см до 0,2 м) и их относительно правильная форма; отсутствие хемогенного цемента между шарами, цементация шаров рыхлым, сильно измененным вулканокластическим материалом, отсутствие стекловатой корки на поверхности шаров или очень малая (доли сантиметра) мощность.

2. Преимущественное и повсеместное ожелезнение вулканических образований зеленовской свиты в отличие от зеленокаменного изменения матакотанских образований.

3. Отсутствие фаунистических остатков среди пород зеленовской свиты и обилие в них растительного детрита и древесных обломков.

4. Меньшее развитие миндалекаменных разностей. Миндалекаменные базальты среди пород зеленовской свиты были встречены нами только в районе бух. Волошина и на о. Анучина. Эти данные говорят о том, что вулканизм зеленовского времени протекал в субаэральных условиях. Вулканические и обломочные продукты зеленовской свиты, несмотря на кажущееся тождество их с матакотанскими, обладают рядом отличительных черт. Среди базальтов зеленовской свиты преобладают

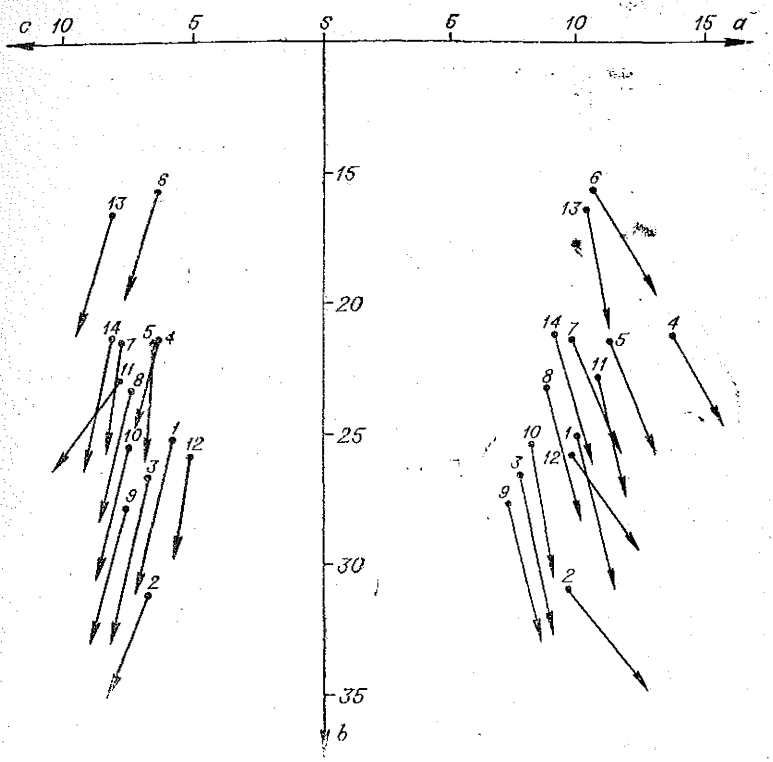


Рис. 25. Диаграмма химических состав пород зеленовской свиты по А. Н. Заварицкому. Номера на диаграмме соответствуют номерам анализов горных пород в табл. 11.

плагиоклазовые разности. Реже встречаются пироксен-плагиоклазовые базальты и практически отсутствуют пироксеновые разности. Среди обломков в конглобрекчиях зеленовской свиты, наряду с обломками, описанными уже в брекчиях матакотанской свиты, нередко встречается галька трахидолеритов, аналогичных тем, что слагают пластовые тела среди малокурильских образований. Более широко развиты шлаки, обломки интрузивных пород, особенно габброидов, чаще встречаются трех-пятиметровые блоки столбчатых базальтов.

5. В меньшей степени развиты пачки вулканомиктовых пород. Мощности их, как правило, не превышают 5—10 м; они характеризуются грубой горизонтальной слоистостью и не приурочены к определенным горизонтам свиты. Фаунистические остатки даже в наиболее тонких пелитовых разностях не найдены.

Вещественный состав

Химические анализы пород зеленовской свиты представлены в табл. 11. Векторные изображения пород приурочены к нижней части диаграммы Заварицкого (рис. 25). Как и матакотанские эффузивы, они имеют базальтовый и андезито-базальтовый состав и ложатся на кривую типа Йеллоустонского парка. Однако, как видно из правой части диаграммы, векторы расположены субпараллельно, в то время как векторы составов матакотанских пород имеют самые различные углы наклона. Это объясняется различной степенью измененности пород матакотанской и зеленовской свит и более однообразным составом последних.

Таблица 11

Химические анализы пород зеленовской свиты

Порода	Пироксеновый базальт	Базальт из шаровых лав		Обломки из брекчий		Андезиты		Обломки из брекчий			Базальты		Андезито-базальт	Обломки из брекчий
Место взятия образца	о. Шикотан	бух. Волошина	бух. Дмитрова	о. Анучина				о. Юри						
Окислы	2214/1	2137/2	2222/1	2258/1	2253/1	2263	2254	2106/4	2106/2	2106/1	2118/1	2113/3	2109/2	2116/2
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	51,45	48,27	50,56	50,08	51,63	57,64	51,19	51,44	47,53	48,50	48,15	52,29	53,78	51,1
TiO_2	0,39	0,38	0,27	0,59	0,33	0,21	0,26	0,44	0,42	0,54	0,30	0,25	0,51	0,5
Al_2O_3	16,06	17,01	15,44	18,42	17,55	17,13	18,27	17,10	15,87	16,29	18,75	14,86	18,83	17,9
Fe_2O_3	3,56	4,44	4,00	5,39	4,63	3,77	3,74	5,61	7,36	7,75	6,76	6,20	4,29	4,1
FeO	4,10	6,11	3,60	4,48	4,15	3,00	5,22	3,22	3,00	2,92	3,34	4,43	3,52	3,4
MnO	0,16	0,14	0,12	0,13	1,12	0,20	0,25	0,19	0,39	0,17	0,27	0,08	0,08	0,1
MgO	8,54	7,14	9,21	4,48	5,46	3,58	5,15	6,84	7,96	7,25	5,86	5,78	4,27	5,87
CaO	7,67	7,99	8,24	8,65	8,23	7,48	9,02	8,38	8,64	7,72	8,15	9,80	7,34	8,98
Na_2O	3,77	3,45	2,70	5,04	4,37	3,90	3,38	3,30	2,49	2,70	3,03	3,77	3,77	3,23
K_2O	1,06	1,70	0,96	0,69	0,80	1,18	0,77	0,83	0,96	1,03	2,41	0,90	1,08	0,96
P_2O_5	0,14	0,28	0,11	0,22	0,30	0,21	0,15	0,19	0,18	0,27	0,25	0,17	0,33	0,19
$S_{об}$	0,07	0,08	0,07	0,00	0,13	0,03	0,04	0,01	0,04	—	0,01	0,01	0,02	0,10
H_2O	1,64	0,68	3,15	1,59	1,30	0,78	0,90	1,62	3,17	3,05	1,19	0,58	1,31	1,86
П. п. п.	1,47	2,83	2,01	0,49	0,77	0,43	0,82	0,33	1,49	1,54	2,02	0,69	0,37	1,32
Σ	100,08	100,45	100,44	100,25	99,74	99,54	99,61	99,50	99,50	99,78	100,49	99,96	99,50	99,86
a	10,0	9,6	7,7	13,7	11,2	10,6	9,8	8,7	7,2	8,1	10,7	9,7	10,4	9,0
b	25,2	30,6	26,6	21,4	21,5	15,7	21,5	23,3	27,8	25,5	22,9	25,9	16,5	21,3
c	5,8	6,2	6,7	6,4	6,5	6,5	7,8	7,4	7,6	7,5	7,9	5,1	8,1	8,1
s	59,0	53,4	59,1	58,5	60,8	67,3	60,9	60,6	57,4	58,8	58,4	59,2	65,0	61,6
f'	28,0	30,9	27,0	43,0	38,0	41,5	40,6	35,5	36,0	40,0	43,0	36,4	45,5	35,0
m'	58,0	38,2	60,0	36,5	44,3	39,8	42,5	52,0	51,0	51,0	46,0	37,5	46,0	50,0
c'	14,0	30,9	13,0	20,5	17,7	18,7	16,9	12,5	13,0	9,0	11,0	26,04	8,5	15,0
n	83,5	75,3	80,0	82,0	88,5	82,9	88,4	85,5	80,0	78,5	66	82,0	85,0	82,5

Продукты вулканической деятельности представлены теми же разностями, что и матакотанские вулканиты; порядок чередования их в разрезах обеих свит примерно одинаков. В зеленовской свите несколько бо́льшую роль играют эффузивные породы: лавобрекчии, столбчатые базальты, миндалекаменные базальты, которые среди матакотанских отложений распространены только в определенных разрезах.

Шаровые лавы среди зеленовских отложений встречаются очень редко и, как было сказано выше, напоминают шаровые лавы верхних горизонтов матакотанской свиты: подушки округлые, слабо сплющенные, характеризуются небольшими размерами. Цемент туфовый, стекловатые корки на поверхности подушек отсутствуют. Единичные прослои шаровых лав обнажаются в районе бух. Волошина. На островах Юри и Анучина встречены маломощные прослои лавобрекчий с шаровой отдельностью. Эффузивные разности зеленовской свиты представлены базальтами и андезито-базальтами. Более кислые дифференциаты отсутствуют. Векторные изображения их на диаграмме Заварицкого (см. рис. 25) образуют единый рой с векторными изображениями пород матакотанской свиты. От матакотанских образований зеленовские эффузивы отличаются преимущественно красноцветным характером изменения пород, меньшим распространением цеолитов в миндалинах базальтов и большим — халцедона и кварца. Более широко развиты плагиоклазовые андезито-базальты. Как было сказано выше, эффузивы матакотанской свиты отличаются обилием темноцветных минералов во вкрапленниках.

Условия накопления отложений

Условия образования отложений зеленовской свиты, вероятно, были сходными с условиями образования матакотанских пород. После затухания маастрихтского вулканизма в районе Малой дуги возобновилась вулканическая деятельность, продукты которой имели известково-щелочной состав. Северная часть Малой дуги (район о. Шикотан) в это время была поднята, вулканические постройки кампанского возраста, значительно разрушенные в маастрихтское время, продолжали разрушаться и в конце верхнемелового периода. Новые центры вулканизма возникли к востоку от цепи кампанских вулканов. Центры вулканической деятельности, возможно, располагались вдоль современного Центрального хребта о. Шикотан и позднее, в неоген-четвертичное (?) время были перекрыты породами комплекса Ноторо — Томари. Вулканизм был субаэрального типа, постройки поднимались над уровнем моря, а накопление лав и обломочного материала происходило в прибрежной зоне, периодически заливавшейся морем. Вулканизм носил в основном эффузивный характер, обломочный материал в породах зеленовской свиты в меньшей мере обязан своим происхождением эксплозивной деятельности и в большей — разрушению матакотанских и зеленовских вулканических построек. Мелкообломочные вулканогенно-осадочные породы почти не образовывались, так как накопление тонкого обломочного материала подавлялось постоянными излияниями лав и поступлением в бассейн грубых продуктов разрушения вулканов. В подводных частях прибрежной зоны во время затухания вулканической деятельности иногда формировались маломощные пачки тонких вулканогенно-осадочных пород, как мы это видим в верхней части разреза о. Юри. По составу продуктов (базальты и андезито-базальты известково-щелочного ряда) зеленовский вулканизм аналогичен матакотанскому. Простирание зеленовских и матакотанских вулканических аппаратов совпадает; характер вулканизма в обоих случаях был сходным. Обе эти свиты сложены породами, образовавшимися вблизи центров вулканических извержений.

СХЕМА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ МАЛОЙ КУРИЛЬСКОЙ ДУГИ В ПОЗДНЕМЕЛОВУЮ ЭПОХУ

В матакотанское время вдоль северо-западного побережья Малой дуги образовалась цепь вулканических построек. На первом этапе развития вулканизм носил эффузивный характер и почти полностью подавлял ход нормального осадочного процесса в прилежащей полосе морского бассейна. В дальнейшем преимущественно развивался вулканизм взрывного типа. Большая часть продуктов эксплозий отлагалась, по-видимому, на некотором удалении от вулканических центров, а вблизи их накапливались наиболее грубообломочные продукты разрушения вулканических построек. Несомненно, в бассейн поступал и тонкий пирокластический материал из более удаленных вулканических аппаратов и продукты размыва нижележащих отложений, но при каждом вулканическом взрыве в бассейн поступала такая масса грубообломочного материала из обрушавшихся построек, что все остальные процессы седиментации, естественно, подавлялись.

К концу кампанского века наблюдается некоторое затухание вулканической деятельности. Перерывы между отдельными извержениями стали более длительными и за это время успели накопиться пачки вулканомиктовых пород мелкообломочной размерности. Процесс накопления этих осадков был в основном подчинен законам «нормальной» седиментации, и влияние вулканической деятельности сказалось здесь в наименьшей степени.

К началу малокурильского времени вулканическая деятельность полностью затухает. В малокурильский бассейн поступает обломочный материал, образовавшийся в результате разрушения матакотанских вулканических построек. Осаждение его и постседиментационное преобразование происходили по законам «нормально-осадочного» литогенеза.

К югу от Малой дуги, в районе п-ова Немуро, в это время появляются действующие вулканы в основном эксплозивного характера. Эффузивные образования играют незначительную роль. Основная масса их сосредоточена в районе п-ова Немуро, и только небольшое количество лавовых потоков встречается на о. Полонского. Пирокластический материал поступал в бассейн, где захоронялся вместе с вулканомиктовым, образуя весь ряд пород от туфов до вулканомиктовых разностей. Количество пирокластических компонентов в общем разрезе свиты составляет около половины всех обломков, слагающих породы разреза, увеличиваясь по мере приближения к источникам вулканических эксплозий и уменьшаясь по мере удаления от них. Вероятно, скорости накопления пирокластических и вулканомиктовых компонентов были сопоставимы (в условиях малокурильского бассейна), а в некоторых районах даже равны. Скорость накопления собственно терригенного материала была несомненно гораздо меньше из-за удаленности источников сноса. Характерно, что состав, форма и гранулометрия терригенных обломков и их относительное количество в породах матакотанской и малокурильской свит примерно одинаковы.

К концу маастрихтского века извержения щелочной оливин-базальтовой лавы, видимо, прекратились. Последние порции магматического расплава интрудировали в неконсолидированные илистые осадки в виде многочисленных пластовых тел (силлов), количество и мощности которых резко увеличивались по мере приближения к юго-западному окончанию Курильской гряды.

К концу верхнемелового периода наблюдается некоторое обмеление бассейна, компенсированного осадками малокурильской свиты.

Затухание вулканической деятельности на юге дуги связано с усилением активности разломов, протягивающихся вдоль простирания Малой дуги. По этим разломам снова началось поступление известково-щелоч-

ной базальтовой магмы, давшей основной материал для образования пород зеленовской свиты. Характерно, что возобновление вулканической деятельности в конце верхнемеловой эпохи не сопровождалось дифференциацией магматического расплава, изменениями в составе вулканических продуктов или в характере вулканической деятельности. Возможно, центры вулканических извержений несколько сместились к юго-востоку, а в остальном вулканизм зеленовской свиты даже в деталях повторяет вулканический этап матакотанского времени.

Отложения зеленовского времени накапливались в субаэральных и прибрежно-морских условиях. Обмеление морского бассейна сказалось на текстурных особенностях лавовых потоков (меньшее количество шаровых лав и широкое развитие базальтов со столбчатой отдельностью). Об этом же говорит обилие древесных остатков в породах свиты и преимущественно красноцветный характер вторичных изменений пород.

Процесс осадконакопления в зеленовское время в общих чертах аналогичен матакотанскому. Осаждение мелкообломочного материала происходило по законам обычной седиментации, но почти полностью подавлялось излиянием лавовых потоков и образованием мощных толщ грубообломочных продуктов разрушения вулканических построек при эксплозиях. В зеленовское время, как и в матакотанское, наблюдается усиление эксплозивной деятельности в конце вулканического этапа и образование слоистых пачек мелкообломочных пород в периоды ослабления вулканической активности. Уменьшение глубины бассейна к моменту накопления осадков зеленовской свиты сказалось на преимущественном развитии слоистых пачек конгломератов с подчиненным количеством песчанистых и алевритовых прослоев. Пачка аргиллитов, алевролитов и тонкозернистых песчаников мощностью 8 м встречена нами только в районе о. Юри, в верхней части разреза, где она линзовидно залегает среди вулканомиктовых конгломератов и, видимо, образовалась в западинке рельефа морского дна.

Поднятие северо-западного участка Малой дуги к моменту накопления зеленовских образований вызвало большее разнообразие и большее количество хорошо окатанных обломков собственно терригенной фракции. Помимо обломков доверхнемеловых отложений, слагающих терригенную фракцию матакотанской и малокурильской свит, в породах зеленовской свиты участвуют продукты разрушения матакотанских вулканических построек и обломки пород малокурильской свиты.

Таким образом, изучение верхнемелового разреза Малой дуги позволяет сделать вывод о том, что геоантиклиналь Малых Курил существовала уже в позднем мелу в виде подводного хребта. Начиная с кампанского века происходило постепенное воздымание этой структуры. Можно думать, что поднимающиеся участки оказывались наиболее проницаемыми для магматического расплава. Этим можно объяснить миграцию вулканических центров с западного края дуги в кампанское время к восточному в конце мелового периода. Центральная часть Малых Курил в течение всего позднего мела была относительно понижена и имела резко расчлененный рельеф. В районе северной части дуги глубины бассейна не превышали 200 м, а вулканические постройки матакотанского и зеленовского времени незначительно поднимались над уровнем моря. От южной половины дуги северная ее часть отделялась крутым уступом, за которым располагалась глубокая впадина (о. Полонского), а далее к югу до района п-ова Немуро тянулся подводный хребет. Значительная глубина бассейна, частые землетрясения, характерные для зон активного вулканизма, способствовали образованию в южной фациальной зоне сильных донных течений, переносивших массы обломочного материала с юга на север и отлагавших наиболее крупные обломки у подножия северного уступа (о. Полонского). В северной части дуги (о. Шикотан) бассейн «питался» только за счет сноса с матакотанских вулканических

построек и долетавшей сюда тонкой пирокластики. Воздымание геоантиклинального поднятия, захватившее в маастрихтский век срединную пониженную часть дуги, и поступление в бассейн больших количеств пирокластического и вулканомиктового материала привели к тому, что в конце позднего мела эта зона также вышла из-под уровня моря.

В конце позднемелового этапа — начале палеогена (?) процесс воздымания захватил восточную часть дуги. Располагаясь на границе поднимающейся геоантиклинали и Курило-Камчатского геосинклинального прогиба, эта зона оказалась наиболее проницаемой для магматического расплава, и центры вулканической деятельности в зеленовское время переместились к востоку дуги. Субаэральный характер отложений зеленовской свиты свидетельствует о том, что к концу позднего мела весь район Малой дуги был выведен из-под уровня моря. Процесс воздымания Малокурильской структуры с запада на восток обусловил общее моноклинальное падение верхнемеловых пород к юго-востоку. Пологое залегание отложений говорит об отсутствии значительных дислокаций и постепенности этого процесса.

Основные особенности геологического строения Малых Курил следующие:

1. Наличие спилито-диабазовой формации и интенсивное проявление известково-щелочного вулканизма.
2. Линейность в расположении вулканических аппаратов.
3. Вулканическая деятельность маастрихтского времени, давшая продукты щелочного оливин-базальтового состава, существовала в течение короткого времени.
4. Слабая дислоцированность отложений.
5. Малая мощность отложений и их резкая фациальная изменчивость.
6. Преобладание в разрезе мелководных фаций.

В целом верхнемеловой разрез Малой гряды отражает единый ход развития геоантиклинального поднятия Малых Курил. На первый взгляд создается впечатление, что отложения малокурильской свиты резко отличаются от образований матакотанской и зеленовской свит. Это отличие вызвано появлением в маастрихтское время новых вулканических построек и прекращением деятельности старых. Однако сравнение вулканогенно-осадочных пачек пород матакотанской и малокурильской свит говорит об их однотипности и образовании в одинаковых условиях. Нередко породы верхней части матакотанской и нижней части малокурильской свит составляют непрерывный разрез, и границу между свитами провести трудно (как, например, в бухте Крабовой). Строение матакотанской и зеленовской свит почти полностью повторяет друг друга. Следует учитывать также, что на п-ове Немуро в Японии все верхнемеловые породы слагают единый непрерывный разрез.

Породы всех трех свит образовались в сходных тектонических и физико-географических условиях, и весь верхнемеловой комплекс отложений Малой гряды относится к одной вулканогенно-осадочной формации.

ГЛАВА IV

НЕОГЕНОВАЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНАЯ ФОРМАЦИЯ БОЛЬШИХ КУРИЛ

Неогеновая формация Большой Курильской гряды рассматривается на примере островов Парамушир и Шумшу. Стратиграфическая последовательность неогеновых отложений островов Парамушир и Шумшу представляется в следующем виде: среднепарамуширская свита (N^{1-2}), охотская свита (N_3^1—N_2) океанская свита (N_2).

СРЕДНЕПАРАМУШИРСКАЯ СВИТА

Отложения среднепарамуширской свиты на территории островов Парамушир и Шумшу развиты наиболее широко. Основные площади распространения пород этого возраста приурочены: на Парамушире — к Охотскому побережью, на Шумшу — к северо-восточной части острова (рис. 26). Нижняя граница свиты неизвестна, характер верхней границы будет рассмотрен далее.

Геологические разрезы (рис. 27)

Разрез по р. Аляске

Этот разрез (рис. 27, разрез 1а) — один из самых полных. Наиболее древние породы свиты выходят в верховьях рек, в ядре Аляскинской антиклинальной складки. По мере движения вниз по реке обнажаются все более высокие горизонты свиты.

1. В основании разреза залегает пачка неслоистых вулканических брекчий с прослоями вулканомиктовых песчаников; здесь же обнаружен силл базальтов (видимая мощность 3 м). Размеры угловатых, совершенно неокатанных обломков в вулканических брекчиях зеленовато-серого цвета колеблются от 1—2 до 60 см в поперечнике (средний размер 5—7 см). Содержание обломков достигает 50—70%. В составе обломков были обнаружены преимущественно зеленоватые и светло-серые порфировые андезиты. Вверх по разрезу средний размер обломков в брекчиях увеличивается до 10—20 см, в составе обломков здесь преобладают крупнопорфировые сильно разрушенные плагиоклазовые андезиты и такие же породы с меньшими по размеру вкрапленниками плагиоклаза, но с крупными единичными вкрапленниками роговой обманки. Грубозернистые зеленоватые вулканомиктовые песчаники, мощность которых варьирует от 20 см до 1,5 м, нередко содержат гальку роговообманковых андезитов. Видимая мощность пачки вулканических брекчий около 450 м.

Вулканические брекчии верхней части описанной пачки замещаются по простиранию лавами и лавобрекчиями основного и среднего состава, которые, в свою очередь, перекрываются туфодиатомитами и туфами. Строение этой части разреза следующее (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Сильно измененные окварцованные и хлоритизированные андезиты зеленоватого цвета. Азимут падения 315°, угол падения 30°	2,5
2. Лавобрекчии пропилитизированных андезитов	9

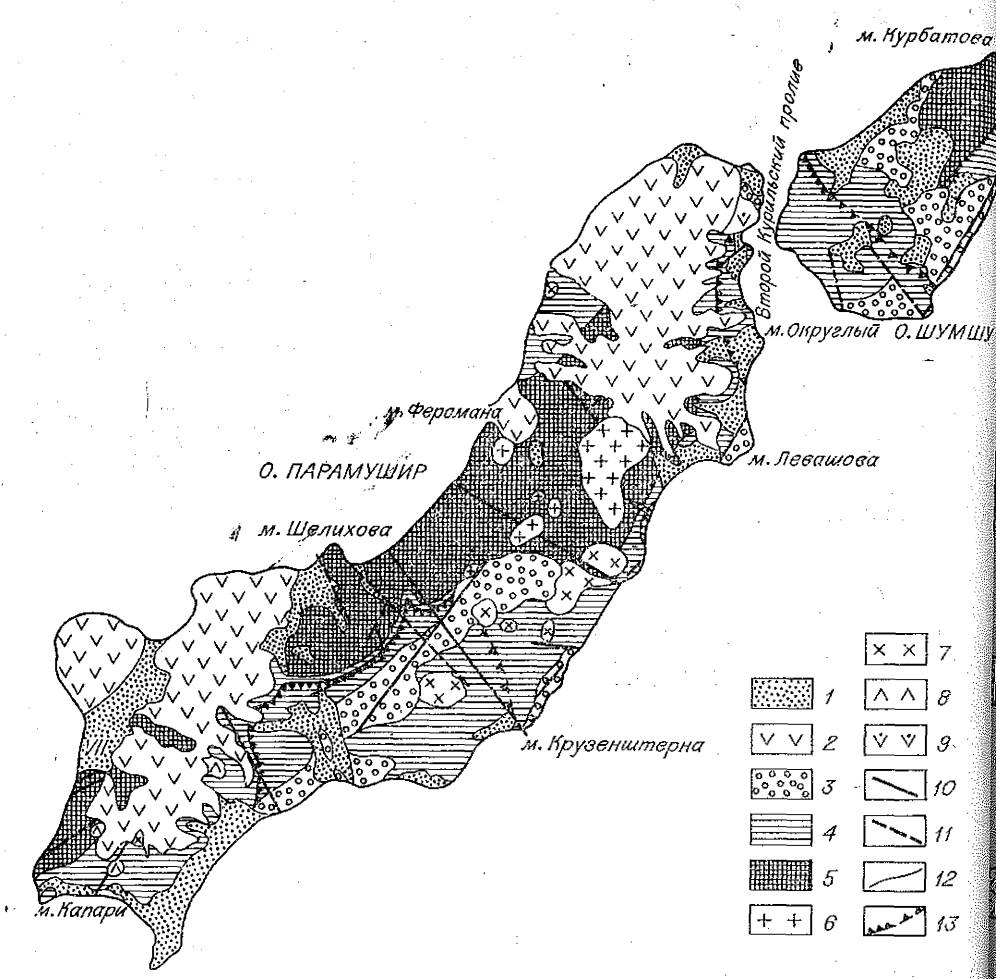


Рис. 26. Схематическая геологическая карта островов Парамушир и Шумшу:

1 — рыхлые четвертичные образования; *2* — четвертичные вулканические накопления; *3* — океанская свита; *4* — охотская свита; *5* — среднепарамуширская свита; *6* — среднемиоценовые интрузивы; *7* — верхнемиоценовые интрузивы; *8* — неогеновые дациты; *9* — неогеновые субвулканические андезиты плато Аэродромного; *10* — разломы установленные; *11* — разломы предполагаемые; *12* — геологические границы; *13* — границы распространения пемзосодержащих отложений.

3. Карбонатизированные и альбитизированные комковатые светло-зеленые эффузивы	3
4. Перерыв в обнажении	10
5. Эффузивы, похожие на слой 1	2,5
6. Перерыв в обнажении	3
7. Миндалекаменные зеленые андезиты	4
8. Переслаивание пластов желтоватых туфодиатомитов (1,3—1,7 м) и грязно-зеленых грубозернистых туфов с витрической основной массой (1,5—2,5 м). Азимут падения слоев 5,7 и 8—335°, угол падения 70°	Около 12

Мощность описанной части разреза 46 м. Общая видимая мощность нижней части разреза свиты, представленной в основном вулканическими брекчиями, составляет не менее 500 м. Выше по разрезу около 200 м задерновано.

2. Лежащая выше часть среднепарамуширской свиты представлена в основном переслаивающимися туфами, туффитами и вулканомиктовыми песчаниками. Сравнительно редко наблюдаются туфодиатомиты и алевролиты. Для того, чтобы дать представление о характере чередования и мощностях отдельных пластов пород, ниже приводится пять выборочных

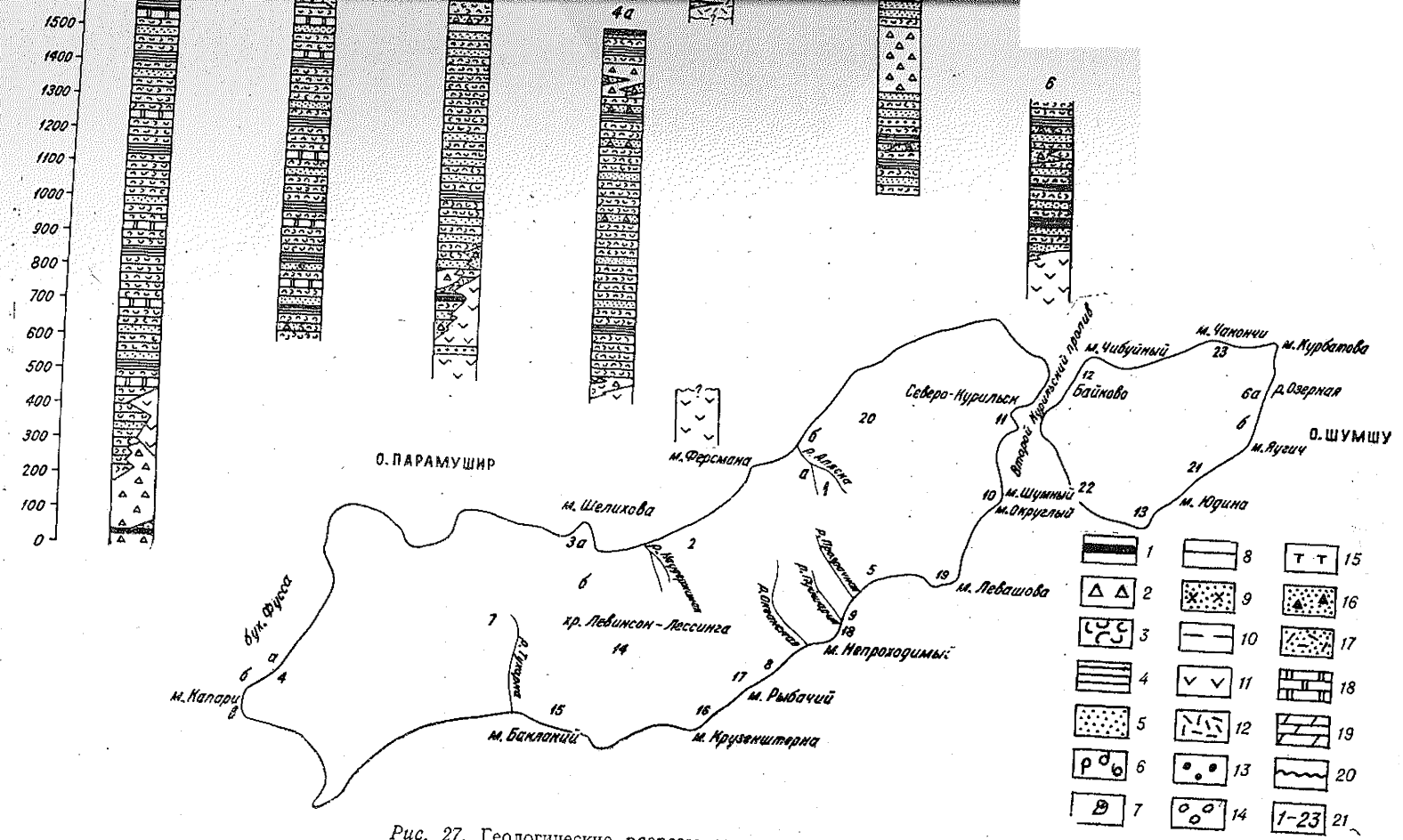


Рис. 27. Геологические разрезы среднепарамуширской свиты.

1 — силлы основного состава; *2* — вулканические брекчии основного и среднего составов; *3* — туффиты и туфы основного и среднего составов; *4* — алевролиты; *5* — песчаники; *6* — туффиты и туфы, содержащие пемзу; *7* — фауна; *8* — нижняя граница охотской свиты; *9* — песчаники, содержащие магнетит; *10* — верхняя граница охотской свиты; *11* — лавы основного и среднего составов; *12* — лавы кислого состава; *13* — шаровые лавы; *14* — конгломераты; *15* — агломератовые туфы; *16* — конгломерато-брекчии; *17* — туффиты и туфы кислого состава; *18* — туфодиатомиты; *19* — косослоистые отложения; *20* — перерыв в осадконакоплении; *21* — разрезы и их местонахождение.

ных разрезов, составленных на расстоянии 250, 200, 150 и 100 м (по мощности) последовательно один от другого. Первый разрез наблюдался на расстоянии около 100 м от подошвы описываемой части свиты.

Первый разрез (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Вулканомиктовые песчаники грязно-зеленые грубозернистые	3
2. Желтые кристаллокластические туфы с витрической (пепловой) основной массой	0,5
3. Туффиты грязно-зеленые среднезернистые	2,5
4. Туфы, похожие на слой 2. Азимут падения пород слоев 1—4 — 300°, угол падения 70°	0,7

Второй разрез (снизу вверх):

1. Ярко-зеленые кристаллокластические туфы с витрической основной массой	1,5
2. Туффиты светло-зеленые средне- и крупнозернистые	2,2
3. Алевролиты ржаво-бурые. Азимут падения слоев 1—3—310°, угол падения 5—7°	1,2

Третий разрез (снизу вверх):

1. Голубовато-серые кристаллокластические туфы с витрической основной массой	2,2
2. Зеленовато-серые рыхлые мелко- и среднезернистые туффиты	0,8
3. Ярко-зеленые грубозернистые туффиты. Азимут падения слоев 1—3 — 310°, угол падения 10—15°	1,0

Четвертый разрез (снизу вверх):

1. Серые и зеленоватые грубозернистые туффиты	3,5
2. Желтоватые алевролиты	1,5
3. Тонкослоистые зеленовато- и темно-серые кристаллокластические и кристаллолитокластические туфы с витрической основной массой. Азимут падения 305°, угол падения 20°	4

Пятый разрез (снизу вверх):

1. Переслаивающиеся светло-серые алевролиты (0,3—0,5 м), желтовато-коричневые туффиты (2,5—3,5 м) и светло-коричневые скорлуповатые туфодиатомиты (1,5—1,7 м)	12
2. Среди задернованного пространства — отдельные выходы светло-желтых лито-кристаллокластических туфов с витрической основной массой. Высота около 10 м.	
3. Кристалло-литокластические туфы с витрической основной массой, зеленовато- и темно-серые, среднезернистые	2
4. Желтоватые туфодиатомиты	1,5
5. Желтовато-серые лито-кристаллокластические туфы с витрической основной массой. Азимут падения слоев 1—5—300°, угол падения 20°	1,8

Общая мощность рассмотренной толщи туфов и туффитов составляет около 950 м.

3. Верхние части разреза среднепарамуширской свиты по р. Аляске вскрыты в низовьях этой реки. Здесь наблюдается следующая последовательность горных пород (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Вулканические брекчии, средний размер обломков которых равен 20—25 см в диаметре, максимальный — 0,5 м. Заполнение пространства обломками плотное. Среди обломков обнаружены сиренево-серые андезиты и светло-розовые роговообманковые андезито-дациты, иногда пропилитизированные. Цемент брекчий образован ожелезненными туффитами гравийной размерности	8
2. Вулканомиктовые песчаники светло- и желтовато-серые, крупно- и среднезернистые. На подстилающих породах слои песчаников залегают неровно из-за того, что в брекчиях обломки обладают различной величиной	10
3. Переслаивающиеся грубозернистые зеленовато-серые туффиты и темно-серые среднезернистые кристалло-литокластические туфы с витрической основной массой; мощности туффитовых прослоев — 2—2,5 м, туфовых — 1—1,2 м	15

4. Вулканические брекчии. Средний размер угловатых обломков равен 10—20 см в поперечнике, максимальный — 40 см. Содержание обломков колеблется в пределах 30—40%. В составе обломков обнаружены плагиоклазовые и роговообманковые андезиты, ожелезненные и миндалекаменные базальты, а также — в незначительном количестве — мелкая галечка (1,5—2 см) эффузивов основного состава и гнезда (10—15 см²) лито-кристаллокластических туфов с витрической основной массой. Связующая масса брекчий сложена туффитами гравийной размерности	7
5. Перерыв в обнажении	50
6. Зеленовато-серые туфы с витрической основной массой. Азимут падения 300°, угол падения 20°	1,5
7. Грубозернистые туффиты зеленовато-серые	2,5
8. Туфодиатомиты желтые и серые, тонкополосчатые	2
9. Серые алевролиты	1,3
10. Перерыв в обнажении	150
11. Грубозернистые туффиты темно-серые; встречаются обломки стекловатых эффузивов основного и среднего составов размером в 5—7 см	1,5
12. Туффиты коричневато-серые, рыхлые и комковатые, грубозернистые, участками переходящие в мелкообломочные брекчии. Азимут падения 330°, угол падения 25°	4

Мощность верхней части разреза свиты около 250 м.

Непосредственно выше по разрезу располагаются мелкообломочные вулканические конгломерато-брекчии, которые относятся к охотской свите.

Таким образом, среднепарамуширская свита в этом районе состоит из двух пачек: нижней, сложенной в основном вулканическими брекчиями, и верхней — туфо-туффитовой. Мощность первой из них 500 м, второй — 1200 м. Отдельные выходы вулканических брекчий нижней пачки известны также северо-восточнее, в верховьях р. Бурной. Вместе с тем к юго-западу вулканические брекчии не прослеживаются, здесь они замещаются туфами и туффитами. Следовательно, можно считать, что вулканические брекчии слагают линзообразное тело, выклинивающееся к юго-западу. Породы обеих пачек наклонены на северо-запад, и туфо-туффитовая пачка в целом является более молодой, чем брекчиевая. Однако какая-то часть туфов и туффитов, если учитывать их вероятное формирование на склонах вулканической постройки, по-видимому, является синхронной с накоплениями вулканических брекчий.

Общая мощность среднепарамуширской свиты в этом районе равна 1700 метрам.

Разрез по Охотскому побережью о. Парамушир

По побережью Охотского моря (рис. 27, разрез 2), начиная от устья р. Аляски на севере и до м. Черного на юге, а также по рекам Шумная, Безымянная, Хамада, Неудержимая и Шелиховка обнажается мощная пачка среднепарамуширской свиты, представленная туфами, вулканомиктовыми песчаниками, туффитами с прослоями туфодиатомитов и, реже, алевролитов. В верхней части разреза, вблизи побережья Охотского моря, часто встречаются прослои игнимбритоподобных туфов. Разрез этого участка очень близок к разрезу, вскрывающемуся по р. Аляске в той его части, которая сложена туфами и туффитами. Вулканические брекчии и лавы здесь отсутствуют. По направлению на юг, где вскрываются более низкие горизонты, увеличивается содержание вулканомиктовых разностей и их размерность (до мелкообломочных конгломерато-брекчий). В туфах и туффитах почти постоянно встречается мелкая галечка (до 3 см) эффузивов основного и среднего состава; наблюдаются редкие угловатые обломки плагиоклазово-пироксеновых андезитов с микролитовой основной массой, иногда сильно окварцованных. Интересно, что го-

ризонты, содержащие галечку эффузивов, прослеживаются примерно на одном стратиграфическом уровне и приурочены к средним течениям рек Неудержимая, Хамада, Тама и Безымянная.

В отложениях среднепарамуширской свиты залегает силл порфировых габбро, который обнажается в районе мысов Ферсмана и Анциферова. Видимая мощность силла около 20 м.

Видимая мощность свиты на этом участке около 1000 м.

Разрез в районе пос. Шелихово

В районе пос. Шелихово (рис. 27, разрез 3а), горы Дождевой и ее отрогов в основании вскрывающегося разреза среднепарамуширской свиты распространена довольно однообразная толща лав, лавобрекчий основного состава и вулканических брекчий.

I. Нижние горизонты пачки обнажаются по побережью залива Шелихова, где развиты в основном лавобрекчии и лавы роговообманковых андезитов. Ближе к мысу Черному андезиты замещаются конгломератобрекчиями. В составе кластической части вулканических брекчий и конгломерато-брекчий преобладают обломки роговообманковых андезитов; постоянно присутствуют также скопления крупных (до 2—3 см) кристаллов роговой обманки. Средний размер угловатых обломков в брекчиях от 20 до 30 см. Смена мелкообломочных конгломерато-брекчий крупнообломочными брекчиями происходит довольно резко, без естественного, казалось бы, постепенного изменения величины обломков. И в тех, и в других обнаружена мелкая галечка эффузивов основного и среднего состава. Протяженность некоторых покровов андезитов местами достигает пятисот метров. В лавах и лавобрекчиях обнаружено большое количество шлиров роговой обманки.

В верхней части разреза над андезитами со скорлуповатой отдельностью обнаружена линза (длиной не более 20 м) туфов и вулканических брекчий. Снизу обнажаются среднезернистые рыхлые светло-зеленые лито-кристаллокластические туфы с витрической основной массой, сменяющиеся выше по разрезу светло-серыми с зеленоватым оттенком плитчатыми, более мелкозернистыми туфами того же состава. Мощность первого прослоя туфов — 30 см, второго — 40 см. Элементы залегания: азимут падения 80°, угол падения 20°. Еще выше в туфах появляются обломки андезитов, а венчается разрез лавобрекчиями андезитов (видимая мощность 8 м).

Общая видимая мощность разреза около 50 м.

II. Более высокие слои пачки можно наблюдать в верхнем течении безымянного ручья, рассекающего юго-западные склоны г. Дождевой (высотой около 500 м). Здесь вскрыты (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Разрушенные лавобрекчии роговообманковых андезитов. Величина обломков 20—40 см. И обломки, и цемент сложены пропилитизированными андезитами. Связующая масса часто оказывается более измененной, причем местами она с поверхности очень рыхлая . .	30
2. Темно-серые андезиты со столбчатой отдельностью . . .	5,5
3. Лавобрекчии андезитов, содержащие в нижней своей части (мощностью 2 м), наряду с обычными, большое количество обожженных включений того же состава; выше количество последних уменьшается. Судя по ориентировке включений, слой лавобрекчий наклонен по азимуту 120°, под углом 10—15°	8
4. Однородные, сильно разрушенные андезиты	40

Видимая мощность этой части разреза около 80 м.

К северу, по направлению к пос. Шелихово постепенно снижаются отроги горы Дождевой, и в ряде случаев удалось наблюдать, что верхние части этих гряд также сложены роговообманковыми андезитами. Иногда андезиты обильно насыщены кварцевыми жилами мощностью до 10 см и протяженностью до 100 м. Кое-где обломки в андезитах рас-

положены рядами; местами андезиты разбиты трещинами на отдельные плиты мощностью по 3—4 м; иногда включения совсем исчезают. Нередко андезиты обнажаются в виде довольно ровных плит, наклоненных в юго-восточном направлении под углом 15—20°. Видимая мощность андезитов 60—80 м. Таким образом, можно с большой долей вероятности предполагать, что общая мощность пачки эффузивов не меньше 400 м.

III. В верхней части горы Дождевой непосредственно над лавами андезитов (сама область контакта задернована) залегает пачка туффитов, песчаников и туфов. Здесь обнажаются (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Переслаивающиеся неслоистые, землисто-серые вулканомиктовые мелкообломочные конгломерато-брекчии и плитчатые зеленовато-серые мелко- и среднезернистые туффиты. Конгломерато-брекчии содержат редкие обломки (не более 5—7 см) роговообманковых андезитов. Мощность слоев конгломерато-брекчий — 2—2,5 м, туффитов — 20—30 см	9
2. Серовато-зеленые лито-кристаллокластические туфы с витрической (цеолитизированной) основной массой	2
3. Зеленоватые грубозернистые вулканомиктовые песчаники	4
4. Мелко- и среднезернистые серовато-зеленые туффиты	3
5. Серые с подушечной отдельностью кристалло-литокластические туфы с витрической основной массой	0,7
6. Пятнистые желтовато-серые грубозернистые вулканомиктовые песчаники	2,5
7. Темно-серые алевролитовые туффиты	2,8
Слои 1—7 падают по азимуту 130°, под углом 15—20°.	
8. Переслаивание вулканомиктовых песчаников и туффитов с редкими прослоями туфов. Среди них обнаружен силл долеритов мощностью 2,6 м	26

Видимая мощность разреза 50 м.

Судя по отдельным небольшим обнажениям, описываемая пачка туффитов, песчаников и туфов протягивается в юго-восточном направлении. Общая видимая мощность пачки, вероятно, достигает 800 м.

Как видно из приведенного материала, разрез среднепарамуширской свиты в районе пос. Шелихово, так же как и в районе р. Аляски, состоит из двух пачек. Нижняя пачка сложена главным образом эффузивами основного состава. Верхняя пачка образована туффитами, песчаниками и туфами. Важно отметить, что эффузивная пачка развита лишь в районе пос. Шелихово; северо-восточнее, по простиранию, она сменяется туфами и туффитами.

Видимая мощность среднепарамуширской свиты в районе пос. Шелихово 1200 м.

Разрез по побережью бух. Фусса
(рис. 27, разрез 4, а)

Нижние горизонты свиты обнажаются здесь в центральной части Фуссовской антиклинальной складки (рис. 28).

I. На участке побережья бух. Фусса от руч. Буйного до руч. Гава в береговых обрывах обнажается пачка однообразных лав, лавобрекчий и вулканических брекчий базальтового и андезитового состава. Слои этих пород простираются по азимуту 200—220°, залегание близко к горизонтальному. Лавы и лавобрекчии в основном слагают нижние части обрыва, линзы вулканических брекчий и туффитов занимают более высокое положение. В районе руч. Буйного преобладают темноокрашенные разности лавобрекчий базальтов с прожилками кварца и гнездами цеолитов; здесь же встречаются серовато-зеленые миндалекаменные базальты. Севернее широко развиты лавобрекчии, обломки в которых сложены темно-серыми миндалекаменными базальтами, а цементирующий материал представлен светло-зеленым базальтом с крупными (до 0,5 см)

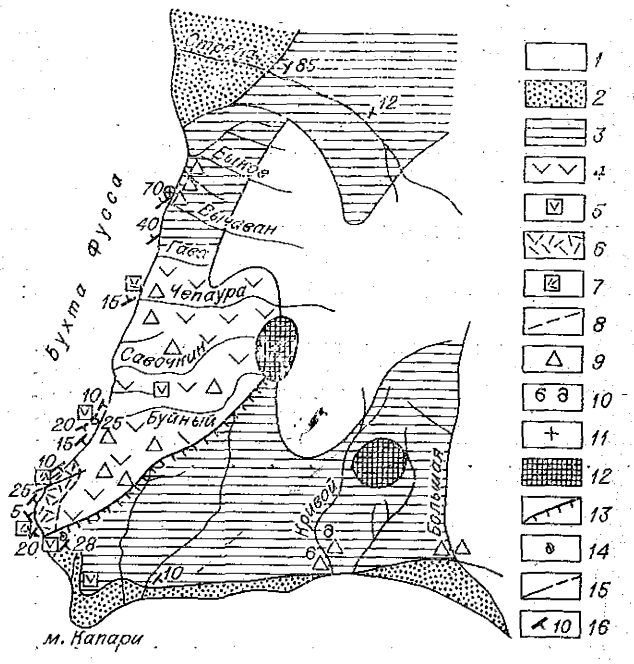


Рис. 28. Схема геологического строения района бух. Фусса:

1 — четвертичные вулканические образования; *2* — четвертичные рыхлые отложения; *3* — песчаники, алевролиты, туффиты, туфы основного и среднего состава; *4* — лавы, лавобрекчии основного состава; *5* — дайки, некки, силлы основного состава; *6* — лавы кислого состава; *7* — дайки, некки кислого состава; *8* — разломы; *9* — вулканические брекчии основного состава; *10* — отложения, содержащие пемзу; *11* — диориты; *12* — неогеновые дациты; *13* — нижняя граница охотской свиты; *14* — фауна; *15* — геологические границы; *16* — элементы залегания.

вкрапленниками плагиоклаза. Обломки миндалекаменных эффузивов часто имеют сглаженные формы; средняя их величина составляет 20—25 см в поперечнике. У руч. Чепаура наблюдается следующая последовательность горных пород (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Плотные лавобрекчии зеленоватого цвета, насыщенные обломками темно-серых миндалекаменных базальтов. Породы наклонены по азимуту 350°, угол падения 15°	4,5
2. Зеленоватые базальты однородного сложения	4
3. Лавобрекчии базальтов темно-серые. Величина отдельных обломков не превышает 10 см (рис. 29)	7
4. Зеленоватые базальты однородного строения	10

Мощность разреза 25,5 м.

Лавы часто обладают глыбовой отдельностью, реже — плитчатой.

Величина обломков в вулканических брекчиях изменяется от 3 до 20 см, чаще встречаются обломки 3—10 см. Обломки сложены базальтами и андезитами. В этих породах обычно преобладает связующая масса, образованная разнозернистыми туффитами с редкой окатанной галечкой эффузивов основного и среднего состава. Мощность брекчий не превышает 10—12 м; мощность туффитов в тех случаях, когда они образуют самостоятельные прослои,— 2,5—4,3 м.

Общая видимая мощность рассмотренной пачки 150 м.

Северо-восточнее, от руч. Гава до руч. Быкова, непрерывный разрез свиты составить не удается, так как здесь горные породы вскрываются в изолированных обнажениях. Ввиду того, что во всех случаях породы наклонены на северо-запад, мы с некоторой долей условности считаем, что они на указанном интервале сменяют друг друга в стратиграфической

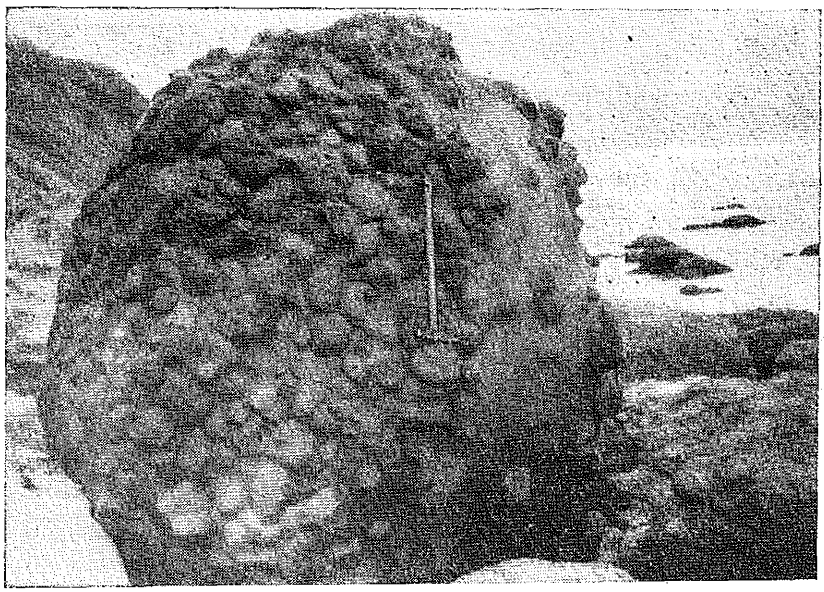


Рис. 29. Лавобрекчии миндалекаменных базальтов, среднепарамуширская свита, район бух. Фусса.

последовательности. Однако взаимоотношение отдельных пачек пород может оказаться более сложным, если учитывать вероятность формирования осадков в этом районе на склонах вулканической постройки.

II. Несколько севернее руч. Гава выходит пачка чередующихся туффитов, кристаллокластических туфов с витрической основной массой и алевролитов. Мощности прослоев грубозернистых туффитов ярко-зеленого цвета колеблются от 0,7 до 1,4 м; мощности темноокрашенных туфов и алевролитов варьируют от 0,6 до 0,8 м. Элементы залегания слоев: азимут падения 320°, угол падения 40°. Видимая мощность пачки около 200 м.

III. Выше, после небольшого задернованного участка, прослеживается пачка чередующихся алевролитов, туфов и грубозернистых вулканомиктовых песчаников. В устье р. Вычиван наблюдается следующее чередование пород (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Среднезернистые кристалло-витрокластические туфы с витрической основной массой темно-коричневого цвета с подушечной отдельностью	0,8
2. Алевролиты ржаво-бурые оскольчатые	1,2
3. Коричневато-серые вулканомиктовые песчаники, грубозернистые, крепко сцементированные; местами они замещаются мелкообломочными конгломерато-брекчиями; причем среди обломков, наряду с эффузивами основного и среднего состава, встречаются и алевролиты	2,5

Элементы залегания слоев 1 и 2 — азимут падения 325°, угол падения 75—80°, слоя 3 — азимут падения 250—260°, угол падения 40—50°. Видимая мощность разреза 4,5 м.

Видимая мощность всей пачки около 300 м.

IV. Лежащая выше часть свиты представлена пачкой, сложенной туфами, туффитами и вулканическими брекчиями. Характер чередования пород можно видеть несколько севернее р. Вычиван, где обнажаются (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Туффиты грубозернистые зеленовато-серые с «черепаховой» сетью трещин	2,2
2. Светло-серые лито-кристаллокластические туфы с окварцованной основной массой, среднеплитчатые	0,5

	Мощность, м
3. Серые витро-литокластические туфы с витрической основной массой	1,2
4. Светло-серые грубозернистые туффиты	0,7
5. Алевритовые туффиты желтовато-коричневые	3
6. Темно-серые карбонатизированные кристаллокластические туфы с витрической основной массой	0,4
7. Вулканические брекчии. В их нижней части средний размер неокатанных обломков составляет 10—15 см, в верхней — 40 см. Среди обломков преобладают миндалекаменные и плотные, в разной степени измененные разности андезитов и базальтов, довольно часто ожелезненные. Изредка встречаются обломки алевролитов. Цементом брекчий является грубозернистый туффит зеленого цвета, иногда туффиты образуют линзы протяженностью до 0,5 м	8

Слои 2—6 падают по азимуту 320°, угол падения 80°

Северо-восточнее наблюдается еще несколько небольших разрозненных обнажений, в которых выходят туфы, туффиты и вулканические брекчии, близкие к описанным породам пачки 4. В одном из обнажений среди туффитов залегает силл базальтового состава.

Общая видимая мощность этой части разреза 300 м.

V. К самым верхним частям среднепарамуширской свиты относятся породы, обнажающиеся к юго-западу от устья руч. Буйного.

Несколько южнее устья руч. Буйного (рис. 27, разрез 4б) в береговом обрыве и на пляже вскрывается сложно построенная пачка пород, сложенная лавобрекчиями и вулканическими брекчиями с прослоями туффитов. По составу эти породы соответствуют дацитам и риолитам, реже встречаются андезиты и базальты. Породы окрашены в различные оттенки темного и зеленоватого цветов; риолиты часто обладают сиреневой и светло-коричневой окраской. Туффиты, лавобрекчии и вулканические брекчии находятся в незакономерных соотношениях и сменяют друг друга как по латерали, так и в разрезе. Линзы средне- и грубозернистых туффитов изменяются по мощности от 30 см до 2 м. Местами туффиты тонкоплитчатые, но чаще обладают подушечным строением. Туффиты встречаются в различных частях этой пачки. Величина обломков в лавобрекчиях и вулканических брекчиях варьирует в широких пределах — от 3—5 см до полуметра в диаметре. Связующая масса в лавобрекчиях (часто комковатая) образована дацитовой и риолитовой лавой; в вулканических брекчиях — средне- и грубозернистыми туффитами. Мощности лавобрекчий и вулканических брекчий изменяются от нескольких до 15 м. В этой пачке обаружены также отдельные шары, подушки ($1 \times 1{,}5$ м^2) и непротяженные линзы (длиной до 30 м и мощностью 4 м) нераскристаллизованного риолитового стекла с перлитовой отдельностью; приурочены они к прослоям вулканических брекчий.

Элементы залегания тонкоплитчатых туффитов: азимут падения 140°, угол падения 25°.

Южнее пачка лавобрекчий и вулканических брекчий замещается однородными массивными лавами риолитов.

Видимая мощность пачки около 100 м; вдоль береговой линии бух. Фусса она протягивается на расстоянии около 1,5 км.

Стратиграфическое положение рассматриваемой пачки пород не вполне ясно из-за плохой обнаженности. Юго-западнее руч. Буйного видно погружение эффузивов основного состава (пачки 1) под вулканические породы кислого состава, причем кровля первых в целом является неровной, глубина «карманов» достигает 10—12 м, ширина — 20 м. Вблизи контакта обнаружено несколько прослоев вулканических брекчий, состоящих в основном из обломков базальтов и андезитов; в небольшом количестве присутствуют обломки дацитов и риолитов. Эти факты позволяют предполагать, что пачка лавобрекчий и вулканических брекчий кислого состава залегает на подстилающих образованиях с размывом.

В целом разрез среднепарамуширской свиты района бух. Фусса можно разделить на три части. В нижней части (150 м) развиты лавы, лавобрекчии и вулканические брекчии базальтового и андезитового состава. Средняя часть (800 м) сложена преимущественно туффитами, песчаниками и туфами с линзами вулканических брекчий основного состава. Наконец, в верхней части свиты залегает пачка лавобрекчий и вулканических брекчий кислого состава мощностью 100 м.

Общая видимая мощность среднепарамуширской свиты в районе бух. Фусса около 1050 м.

Разрез в районе рек Прозрачной, Заозерной и руч. Узкого

В строении нижней части разреза (рис. 27, разрез 5), обнажающейся преимущественно по руч. Узкому, участвуют плитчатые зеленовато-серые, серые и коричневато-серые вулканомиктовые песчаники и туффиты различной зернистости, мелкообломочные конгломерато-брекчии и алевролиты. Встречаются также эффузивы среднего состава, в которых иногда наблюдается шаровая отдельность. Выше по разрезу вскрываются грубообломочные вулканические брекчии. Средний размер угловатых обломков 0,1—0,3 м, некоторые из них достигают 2,0—2,5 м. Количество цементирующей массы невелико. Элементы залегания в песчаниках: азимут падения 130—150°, угол падения 15—20°. Такого же типа разрез прослеживается и по другим рекам этого участка, причем грубообломочные брекчии встречены по р. Медвежьей, а мелкообломочные — по рекам Прозрачной и Заозерной. Обломки в брекчиях сложены преимущественно андезитами, среди которых много роговообманковых разностей с микрофельзитовой основной массой. Породы изменены и часто окварцованы.

Видимая мощность разреза не менее 600 м.

По данным геолого-съемочных работ, отдельные разрозненные выходы пород среднепарамуширской свиты известны также в верхнем течении р. Левашова (река впадает в океан вблизи одноименного мыса) и в районе г. Северо-Курильска (по р. Наседкина). По р. Левашова отложения свиты представлены туффитами основного состава и алевролитами; в последних обнаружены отпечатки листьев и остатки обугленной древесины. В верхнем течении р. Наседкина встречены игнимбритоподобные туфы среднего состава.

Разрез на о. Шумшу

Отложения среднепарамуширской свиты обнажены в северо-восточной части острова и по некоторым рекам этого участка (рис. 27, разрез 6). Разрез свиты составить не удалось из-за недоступности для наблюдений береговых обрывов. Можно лишь получить общее представление о составе свиты.

По-видимому, нижние горизонты разреза вскрываются по р. Озерной и севернее устья этой реки. Обнажающиеся здесь породы представлены эффузивами основного состава, чередующимися с обломочными породами. Окрашенные в зеленые цвета карбонатизированные и альбитизированные лавы обладают массивной и плитчатой отдельностью и нередко рассланцованы; иногда они разделены на пачки мощностью по 1,5—2 м. Некоторые разности пористы и ожелезнены. В эффузивных породах встречаются линзочки овальной формы, сложенные кремнистыми породами сургучно-красного цвета. Обломочные породы окрашены в серовато- и фисташково-зеленые цвета, с поверхности часто покрыты железистой окалиной и в разной степени пиритизированы. Породы обладают

алевритовой, псаммитовой, реже псефитовой структурами и сильно изменены, поэтому часто невозможно установить их принадлежность к тому или иному генетическому типу отложений. В них наблюдаются многочисленные трещины; нередки кварцевые жилы. В некоторых случаях можно видеть, что мелкозернистые разности наклонены по азимуту 120° под углом 15—20°.

Выше по разрезу, после значительного перерыва в наблюдениях, обнажаются следующие горные породы (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Грязно-зеленые грубозернистые туффиты	4,5
2. Алевролиты желтовато-серые, оскольчатые	6
3. Вулканомиктовые гравелиты темноокрашенные; преобладают обломки стекловатых эффузивов	4
4. Грязно-зеленые грубозернистые туффиты	3,5

Видимая мощность среднепарамуширской свиты на о. Шумшу не менее 500 м.

Общая видимая мощность среднепарамуширской свиты не превышает 1700 м.

Особенности строения и вещественного состава

Анализ приведенных выше разрезов показывает, что среднепарамуширская свита в целом сложена двумя комплексами горных пород — вулканическим и вулканогенно-осадочным. Первый из них представлен лавами, агломератами, конгломерато-брекчиями и вулканическими брекчиями; прослои вулканомиктовых гравелитов, песчаников и туффитов встречаются редко. (Далеко не всегда в его строении принимают участие одни только лавы, поэтому название «вулканический» условное). Вулканогенно-осадочный комплекс сложен туфами, туффитами, вулканомиктовыми песчаниками, гравелитами, алевролитами, туфодиатомитами и, реже, мелкообломочными конгломерато-брекчиями. Местами в составе вулканогенно-осадочных пород встречаются отдельные линзы вулканических брекчий.

В связи с тем, что вулканический комплекс развит не повсеместно, среднепарамуширская свита испытывает существенные латеральные изменения; в различных районах и состав ее различен. В районе бух. Фусса свита состоит из двух эффузивных и находящейся между ними вулканогенно-осадочной пачек. Породы нижней пачки имеют основной состав; лавы и вулканические брекчии, входящие в состав верхней пачки, характеризуются кислым составом. В обоих случаях эффузивы и сопутствующие им брекчии находятся примерно в равном соотношении. Северо-восточнее, на широте р. Стрелы, в составе свиты развиты лишь вулканогенно-осадочные породы.

В районе пос. Шелихово свита вновь состоит из обоих комплексов; вулканический залегает в основании разреза и сложен преимущественно лавами основного состава. Северо-восточнее (район рек Шумной, Хамады и др.) по простиранию слоев эффузивные образования отсутствуют, среднепарамуширская свита сложена здесь в основном туфами, вулканомиктовыми песчаниками и туффитами. Далее к северо-востоку, в районе р. Аляски, преобладают вулканические брекчии базальтов и андезитов при подчиненном развитии лав того же состава. Выше по разрезу вулканический комплекс сменяется вулканогенно-осадочным. Наконец, в районе р. Прозрачной и на о. Шумшу отдельные лавовые потоки и линзы вулканических брекчий рассеяны среди преобладающей массы песчаников и туффитов. Видимая мощность вулканического комплекса изменяется от 100—150 м (бух. Фусса) до 400 (пос. Шелихово) и 500 м (р. Аляска).

Лавы и лавобрекчии, входящие в состав вулканического комплекса, или слагают отдельные потоки (от 1,5 до 9 м мощности), или образуют однородные пачки мощностью до 80 м; нередко эффузивы

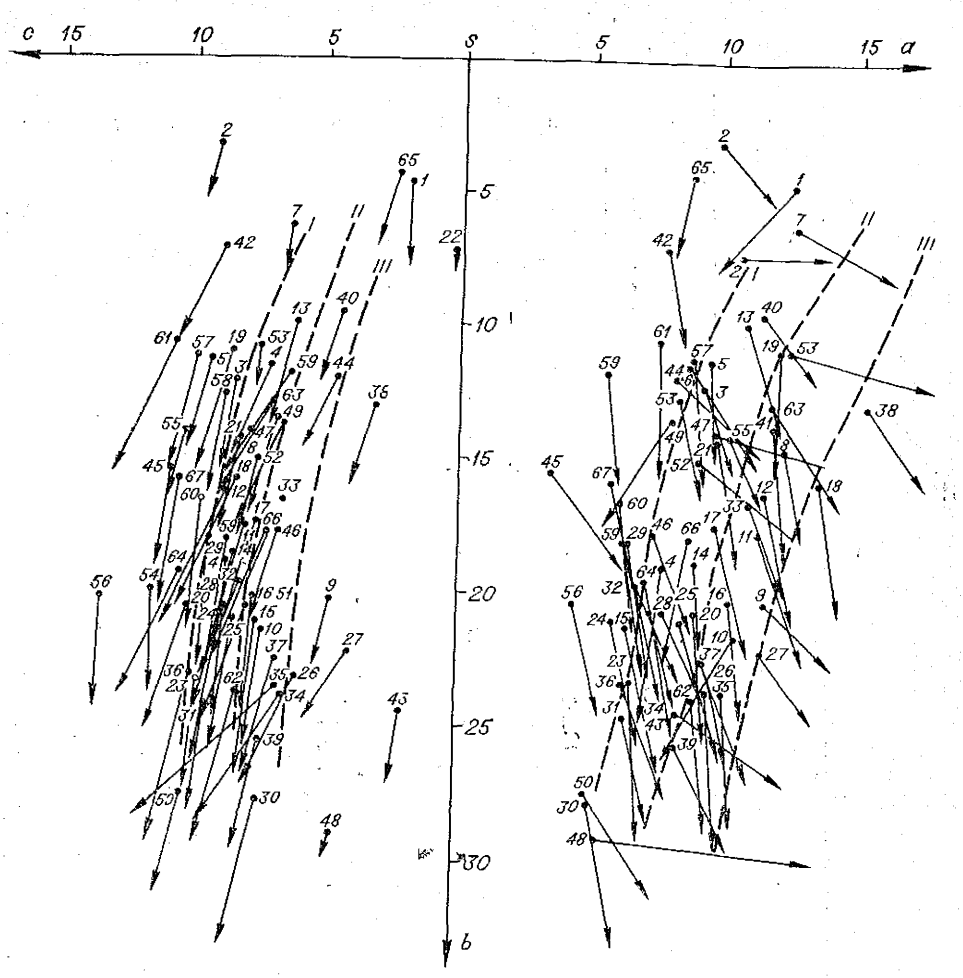


Рис. 30. Диаграмма химических составов пород среднепарамуширской свиты по А. Н. Заварицкому.

Вариационная линия: I — типа Пеле; II — типа Лассен-Пик; III — Йеллоустонского парка. Номера на диаграмме соответствуют номерам анализов горных пород в табл. 12.

однородного сложения чередуются с брекчиевыми лавами. Отдельность преимущественно массивная и глыбовая; нередки также подушечные лавы. В разрезе бух. Фусса наблюдаются эффузивы со шлаковыми корками, в районе пос. Шелихово — потоки сильно ожелезненных лав. По всему разрезу широко распространены миндалекаменные разности. Эффузивные породы в той или иной степени изменены вторичными процессами, вкрапленники плагиоклаза нередко альбитизированы.

В базальтах и андезито-базальтах вкрапленники образованы основным плагиоклазом, оливином, диопсид-авгитом, роговой обманкой и рудным минералом. Основная масса часто слабо раскристаллизована. Однако нередки интерсертальные и гиалопилитовые структуры.

Среди андезитов и андезито-дацитов встречаются плагиофировые, плагиоклазово-пироксеновые, двупироксеновые и роговообманковые разности. В основной массе гиалопилитовой, микролитовой, пилотакситовой и микрофельзитовой структур часто содержатся выделения рудного минерала.

В дацитах и риолитах редкие вкрапленники представлены кислым плагиоклазом, оплавленными зернами кварца, роговой обманкой и, реже, амфиболитизированными пироксенами. Структура основной массы микрофельзитовая и сферолитовая.

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	72,94	68,90	57,31	50,73	59,23	61,84	63,98	48,99
TiO_2	0,27	0,14	0,59	0,65	0,84	0,51	0,56	0,54
Al_2O_3	13,62	12,53	17,97	17,65	18,08	16,36	18,11	18,13
Fe_2O_3	1,46	0,82	3,55	4,28	4,18	3,28	1,26	3,52
FeO	0,71	1,03	3,20	2,47	2,17	1,56	1,76	3,53
MnO	—	—	0,16	0,10	0,17	0,17	0,11	0,07
MgO	0,81	0,39	2,19	5,81	2,42	2,35	0,67	3,22
CaO	1,58	3,64	7,49	6,35	6,88	7,60	6,88	7,26
Na_2O	3,24	3,03	3,64	2,97	2,97	2,83	4,04	4,21
K_2O	3,98	1,45	0,55	0,53	1,45	1,69	1,08	0,78
P_2O_5	0,15	0,17	0,34	0,26	0,27	0,28	0,45	0,40
$S_{об}$	0,08	—	0,02	0,02	0,05	0,05	0,05	0,13
H_2O	0,38	2,17	1,41	5,9	0,81	0,67	0,32	0,91
П. п. п.	0,70	5,83	1,63	2,89	0,83	0,79	0,72	7,87
Σ	99,92	100,1	100,05	99,90	100,35	99,98	99,99	99,66
CO_2	—	—	—	—	—	—	—	—
a	12,5	9,8	9,2	7,8	9,5	8,8	12,6	12,3
c	1,9	4,0	8,3	8,5	9,2	6,9	6,2	8,0
b	4,7	3,2	12,2	18,9	11,3	11,5	6,3	14,6
s	80,9	83,0	70,3	64,8	69,0	72,8	74,9	65,1
f'	40,0	59,0	55,0	34,9	58,5	41,9	46,2	51,0
m'	31,5	21,0	33,0	57,9	40,1	35,1	18,7	49,0
c'	—	19,0	12,0	—	1,4	23,0	35,1	6,0
a'	28,5	—	—	7,2	—	—	—	—
n	55,4	78,0	92,0	90,4	76,0	71,0	78,0	84,1
t	—	—	—	—	—	—	—	—
φ	—	—	—	—	—	—	—	—
K_2O/Na_2O	1,2	0,47	0,15	0,18	0,42	0,59	0,26	0,18

	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO_2	50,97	55,71	46,41	57,31	77,53	68,27	50,52	51,61
TiO_2	0,50	1,90	0,52	0,40	0,15	0,55	0,54	0,37
Al_2O_3	20,71	20,48	19,22	18,81	8,47	14,99	15,78	17,19
Fe_2O_3	2,69	1,89	2,18	2,65	5,25	1,34	4,69	4,27
FeO	3,91	2,75	7,10	4,34	0,78	1,82	4,38	3,27
MnO	0,21	0,25	0,15	0,16	—	0,13	0,20	0,15
MgO	4,40	4,22	5,11	3,09	—	3,97	4,95	5,69
CaO	7,23	6,05	7,92	7,34	2,19	1,35	8,16	8,77
Na_2O	4,04	1,51	2,69	3,34	4,52	3,95	2,03	2,70
K_2O	2,01	0,30	1,32	1,64	0,93	1,96	0,60	1,29
P_2O_5	0,29	0,04	0,16	0,11	—	0,14	0,67	0,74
$S_{об}$	—	0,34	0,02	0,05	—	0,02	0,03	0,13
H_2O	0,71	1,25	0,52	0,28	0,12	0,56	4,0	1,62
П. п. п.	1,96	—	6,39	0,82	0,46	0,76	3,46	1,94
Σ	99,63	99,61	99,71	100,34	100,4	99,81	100,01	99,74
CO_2	—	—	—	—	—	—	—	—
a	13,6	12,1	9,0	9,8	10,5	6,6	5,9	8,5
c	8,2	8,4	10,0	8,0	0,1	9,8	8,8	8,2
b	15,8	10,9	20,6	14,2	7,3	23,2	20,9	21,0
s	62,4	68,6	60,4	67,0	82,1	60,2	64,4	62,3
f'	41,7	51,4	48,1	45,7	67,0	34,0	44,5	35,5
m'	50,0	47,3	47,7	46,6	—	61,0	44,8	49,0
c'	8,3	—	4,2	7,7	33,0	5,0	10,7	15,5
a'	—	1,3	—	—	—	—	—	—
n	76,0	80,9	75,0	75,0	87,9	77,8	85,0	75,8

Таблица 12

пород среднепарамуширской свиты

9	10	11	12	13	14	15	16	17
52,93	49,41	51,90	52,61	61,91	51,50	53,62	49,69	54,88
0,47	0,66	0,70	0,55	0,31	0,50	0,48	0,47	0,47
14,88	20,96	19,10	20,03	16,52	17,53	14,95	18,31	17,61
9,18	3,81	3,48	2,80	2,04	2,45	2,90	8,44	2,74
2,28	2,52	3,25	3,04	2,53	3,97	3,54	2,77	4,75
0,11	0,06	0,09	0,06	0,11	0,07	0,07	0,1	0,14
2,82	5,28	4,75	4,73	2,26	6,15	6,51	4,96	4,75
7,3	5,38	8,38	8,23	5,07	6,83	7,08	6,35	6,50
4,34	3,77	3,91	3,64	3,84	2,97	2,49	4,58	3,23
1,2	0,88	1,51	2,11	1,51	1,17	0,52	0,19	1,57
—	0,23	0,31	0,29	0,15	0,20	0,20	—	0,19
—	—	0,08	0,04	—	—	—	—	—
1,7	1,57	1,68	0,50	0,34	0,50	0,55	0,57	0,40
3,17	5,50	0,98	1,35	3,43	5,92	6,78	3,48	2,86
100,38	100,06	100,12	99,98	100,02	99,76	99,69	99,82	100,09
—	—	—	—	—	—	—	—	—
11,7	10,5	11,4	11,5	10,9	9,0	6,5	10,3	9,8
4,6	7,1	7,9	8,6	6,0	8,3	7,4	7,5	7,4
20,3	21,5	17,7	16,3	9,9	18,7	21,2	20,2	17,5
63,4	60,9	63,0	63,6	73,2	64,0	64,9	62,0	65,3
52,5	28,5	35,3	36,3	47,1	34,9	32,4	52,0	41,0
24,3	45,0	47,6	51,8	40,7	60,7	54,9	43,0	47,0
23,8	—	17,1	11,9	12,2	4,4	12,7	5,0	12,0
—	26,5	—	—	—	—	—	—	—
84,3	86,0	79,0	72,5	—	78,7	88,0	97,3	75,0
—	—	—	—	79,5	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,27	0,23	0,39	0,58	0,39	0,39	0,21	0,06	0,48

26	27	28	29	30	31	32	33	34
51,80	53,15	52,60	54,15	46,90	48,23	53,92	54,75	49,72
0,30	0,70	0,39	0,50	0,42	0,52	0,29	0,44	0,52
15,39	14,00	17,71	17,24	13,32	16,94	15,89	16,74	14,96
10,35	11,47	4,91	4,29	7,53	8,42	8,09	6,63	8,94
2,18	1,66	4,21	3,30	2,37	4,68	1,56	2,52	2,67
0,19	0,11	0,19	0,16	0,12	0,17	0,22	0,09	0,09
5,14	3,35	4,48	4,83	7,95	5,09	3,82	3,25	6,28
6,70	6,88	9,59	8,27	7,54	8,42	7,54	6,60	5,89
2,96	3,23	3,01	2,52	1,78	2,34	2,18	3,61	2,42
1,91	2,73	0,73	0,46	0,55	0,60	1,05	1,81	2,19
0,39	0,38	0,56	0,39	0,36	0,40	0,36	0,57	0,57
—	0,09	0,01	0,11	0,08	—	0,01	0,01	0,01
1,29	1,01	0,22	1,55	7,29	2,58	3,10	0,91	2,55
1,60	1,57	1,14	2,39	3,76	1,68	2,16	2,17	2,90
100,15	100,33	99,75	100,16	99,97	100,07	100,19	100,10	99,71
—	—	—	—	—	—	—	—	—
9,6	11,5	7,8	6,5	5,2	6,5	6,8	11,1	9,0
5,9	3,9	8,6	9,2	7,3	9,1	7,9	6,3	6,3
23,1	22,1	20,5	17,9	27,7	24,4	19,6	16,5	23,8
61,4	62,5	63,1	66,4	59,8	60,0	65,7	66,1	60,9
50,0	53,0	43,0	41,7	35,1	52,9	47,3	51,5	46,2
38,9	26,2	38,8	49,0	54,1	38,3	35,5	35,0	47,6
11,1	20,8	18,2	9,3	10,8	8,8	17,2	13,5	6,2
—	—	—	—	—	—	—	—	—
70,6	64,2	87,3	88,8	82,3	86,3	74,5	75,3	63,0

	18	19	20	21	22	23	24	25
t	—	—	—	—	—	—	—	—
φ	—	—	—	—	—	—	—	—
K_2O/Na_2O	0,49	0,19	0,49	0,49	0,21	0,49	0,29	0,47

	35	36	37	38	39	40	41	42
SiO_2	47,48	49,87	51,67	57,73	49,35	65,42	57,19	62,56
TiO_2	0,41	0,28	0,68	0,34	0,31	0,37	0,24	0,54
Al_2O_3	16,05	17,79	16,31	16,22	16,29	14,85	18,03	18,03
Fe_2O_3	8,84	6,61	5,38	6,28	8,14	5,40	5,70	1,93
FeO	2,27	3,39	3,95	0,39	2,18	0,66	1,27	2,36
MnO	0,11	0,14	0,13	0,13	0,18	0,06	0,14	0,10
MgO	6,38	5,53	5,60	2,19	5,97	1,41	3,83	1,43
CaO	4,90	10,13	8,29	4,58	9,66	4,95	5,67	7,20
Na_2O	1,91	2,48	3,27	5,09	2,20	4,04	4,04	2,48
K_2O	3,54	0,53	1,18	2,46	1,05	1,72	1,81	1,40
P_2O_5	0,30	0,26	0,09	0,27	0,42	0,20	0,32	0,23
$S_{об}$	0,01	0,07	0,13	—	0,01	—	—	0,16
H_2O	3,65	1,54	1,17	1,11	2,63	0,29	0,87	0,40
П. п. п.	4,0	1,77	1,82	3,31	1,43	0,78	0,98	1,20
Σ	100,15	100,39	99,67	100,10	100,52	100,15	100,09	100,02
CO_2	—	—	0,30	—	—	—	—	—
a	10,2	6,5	9,4	15,4	8,4	14,5	11,9	7,9
c	6,5	9,5	6,6	2,9	7,2	4,2	6,5	8,8
b	23,5	23,3	22,4	12,9	25,5	9,5	13,8	7,1
s	59,8	60,7	61,6	68,8	58,9	74,8	67,8	76,2
f'	45,5	41,2	38,2	46,9	38,0	56,1	47,2	58,7
m'	50,3	42,9	44,5	30,4	41,7	25,2	48,7	35,2
c'	4,2	15,9	17,3	22,7	20,3	18,7	4,1	6,1
a'	—	—	—	—	—	—	—	—
n	45,5	88,8	80,0	75,9	—	77,3	77,0	72,0
t	—	—	1,0	—	79,6	—	0,31	0,6
φ	—	—	21,0	—	—	—	37,0	24,0
K_2O/Na_2O	1,8	0,21	0,36	0,48	0,36	0,42	0,44	0,57

	51	52	53	54	55	56	57	58
SiO_2	52,12	57,03	57,61	47,12	52,64	48,41	56,49	56,63
TiO_2	0,40	0,57	0,81	0,62	0,82	0,70	0,66	0,68
Al_2O_3	15,72	16,87	23,26	19,05	21,12	20,88	19,67	17,72
Fe_2O_3	7,43	4,02	2,90	1,99	5,27	4,51	3,31	4,73
FeO	1,90	1,98	0,87	8,12	3,53	5,52	2,27	2,34
MnO	0,19	0,08	0,10	0,13	0,15	0,07	0,19	0,11
MgO	5,40	2,34	0,84	3,93	1,96	4,24	2,75	2,53
CaO	7,11	9,84	5,74	9,40	9,00	11,44	7,86	7,41
Na_2O	2,44	3,18	4,78	2,71	3,48	1,78	2,96	2,78
K_2O	1,13	1,25	0,97	0,08	1,28	0,13	1,14	1,14
P_2O_5	0,35	0,38	0,13	0,12	0,16	0,09	0,07	0,10
$S_{об}$	0,17	0,21	—	0,41	—	0,09	0,12	—
H_2O	2,19	0,21	0,36	0,36	0,32	1,19	1,27	0,49
П. п. п.	3,52	2,06	1,14	5,46	0,82	0,56	1,15	3,07
Σ	100,07	99,99	99,51	99,51	100,5	99,67	99,87	99,69
CO_2	—	—	—	2,94	0,55	—	—	—
a	7,5	9,2	12,5	7,00	10,3	4,5	8,8	8,4
c	7,7	7,3	7,3	11,3	10,1	13,3	9,7	8,6
b	20,5	15,0	10,8	20,0	14,0	20,3	11,2	12,6
s	64,3	68,5	69,4	61,7	65,6	61,9	70,3	71,4
f'	43,4	37,6	33,0	53,0	60,7	50,0	50,0	54,1
m'	48,1	27,6	14,0	38,5	26,8	39,9	44,7	37,1

26	27	28	29	30	31	32	33	34
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,64	0,84	0,24	0,18	0,31	0,25	0,48	0,5	0,9

43	44	45	46	47	48	49	50
50,87	62,89	52,73	56,77	56,51	45,26	62,10	44,69
1,37	0,56	0,72	0,39	0,46	0,24	0,58	0,34
18,59	17,30	18,08	14,72	17,37	9,1	18,06	16,84
2,94	3,03	4,32	7,71	4,02	1,06	1,03	6,83
5,26	2,16	1,12	1,61	2,54	1,97	4,51	3,24
0,06	0,11	0,10	0,12	0,24	0,35	0,11	0,22
3,50	1,85	3,07	3,61	0,89	1,31	2,92	5,39
8,40	6,37	7,08	7,31	10,41	19,03	5,36	12,52
3,30	2,60	1,27	2,56	3,15	1,82	2,76	1,76
0,26	1,50	0,27	0,89	1,43	0,51	1,18	0,49
0,15	0,09	0,11	—	0,43	0,21	0,09	0,76
0,09	—	—	—	0,04	—	0,02	0,11
0,83	0,35	2,46	2,01	0,27	1,26	0,69	2,00
4,06	0,98	8,35	2,27	2,22	18,16	1,08	4,66
99,68	99,79	99,68	99,97	99,98	100,28	100,5	99,85
—	—	—	—	—	—	—	—
8,5	8,3	3,6	7,5	9,7	5,5	8,1	5,1
1,9	4,4	10,6	6,6	7,6	4,4	6,6	10,2
24,3	11,9	15,4	17,6	13,9	29,0	13,4	27,4
65,3	75,4	70,4	68,3	68,8	61,1	71,9	57,3
34,2	42,0	34,3	48,4	46,1	12,0	39,1	37,3
27,1	27,6	37,3	36,1	11,5	9,0	37,2	27,3
38,7	30,4	28,4	15,4	42,4	79,0	—	25,4
—	—	—	—	—	—	23,7	—
94,6	72,0	88,8	80,7	72,2	85,3	77,6	85,0
—	0,6	1,0	0,53	—	0,52	0,76	—
—	23,0	26,4	40,0	—	2,9	6,1	—
0,08	0,59	0,21	0,35	0,45	0,28	0,43	0,28

59	60	61	62	63	64	65	66	67
55,62	54,35	57,27	46,42	57,11	48,27	71,66	53,82	53,74
1,11	1,21	0,70	0,42	0,70	0,69	0,34	0,99	0,63
16,65	17,42	19,91	17,29	18,43	20,27	9,87	18,31	18,23
4,45	6,92	2,37	7,34	4,11	5,53	2,71	4,59	3,11
3,36	1,21	2,89	1,70	1,42	3,19	0,60	2,48	3,19
0,36	0,15	0,12	0,15	0,12	0,15	0,03	0,48	0,10
5,10	4,28	2,99	7,58	2,69	5,13	0,66	4,89	4,02
7,65	7,95	7,95	6,48	7,99	10,2	1,82	5,39	9,23
2,38	2,28	2,51	3,23	3,40	2,37	2,94	2,57	2,28
0,55	0,45	1,21	1,07	2,47	1,20	1,35	1,80	0,30
0,13	0,14	0,20	0,13	0,09	0,19	0,04	0,21	0,05
—	—	0,19	0,08	—	0,01	0,08	0,04	—
1,44	2,27	1,47	4,46	0,54	1,13	3,11	3,75	4,10
0,83	1,74	0,73	3,45	1,43	1,27	4,49	0,40	0,47
99,46	100,37	100,4	99,80	100,05	99,61	99,70	99,72	99,54
—	—	—	—	—	—	—	—	—
6,4	6,2	7,6	9,6	11,8	7,2	8,8	8,8	5,9
8,5	9,5	10,5	8,0	6,9	10,2	2,3	7,0	10,4
18,0	16,5	10,6	23,7	12,9	19,5	4,4	17,9	15,8
67,1	67,8	71,3	58,7	68,4	63,1	84,5	66,3	67,9
42,8	46,7	48,9	37,6	39,6	40,7	67,8	40,9	39,9
50,0	47,5	51,1	59,6	36,8	46,8	25,8	49,8	47,6

	51	52	53	54	55	56	57	58
c'	8,5	34,8	53,0	8,5	12,5	10,1	5,2	8,8
a'	—	—	—	—	—	—	—	—
n	74,6	79,6	90,0	97,0	80,0	96,0	79,1	78,0
t	—	—	1,0	1,0	1,1	1,1	0,8	0,8
φ	—	—	24,0	9,0	35,0	21,0	27,6	34,7
K_2O/Na_2O	0,46	0,39	0,20	0,03	0,37	0,09	0,38	0,41

Примечание. Бух. Фусса: *1* — 3022 — кварцевый диорит, пекк; *2* — 3021 — риодацит; *3* — из брекчий; *7* — 3019а — диоритовый порфирит, дайка; *8* — 3018 диабаз, пекк; *9* — 3017а — андезито-*14* — 3013а — диабазовый порфирит, пекк; *15* — 3013б — адезито-базальт; *16* — 3016 — базальт, пекк; чий; *20* — 3006 — долерит, силл; *21* — 3005 — андезит из брекчий; *22* — 3025а — риолит из брекчий. Пос. *27* — 4245в — андезито-базальт; *28* — 4240 — андезито-базальт из брекчий; *29* — 4240г — андезито-базальт *33* — 4214а — андезито-базальт; *34* — 4247 — базальт; *35* — 4248 — базальт; *36* — 4248в — базальт, Ше- из брекчии; *40* — 4272 и дацит из брекчии; *41* — 4272а — андезит из брекчии. Р. Аляска; *42* — 2206б — лова); *44* — 2209б — андезито-дацит из брекчии (колл. В. Н. Шилова); *45* — 2209в — андезито-базальт брекчии; *48* — 3077а — базальт; *49* — 4298а — андезит из брекчии; *50* — 4298г — базальт из брекчии; лова). О. Шумшу: *54* — базальт; *55* — 4420/11 — андезито-базальт. Мыс Ферсмана: *56* — 2187 — долерит, дорченко); *58* — 1247а — андезито-базальт из брекчии (колл. В. И. Федорченко); *59* — 1245е — андезито- В. И. Федорченко); *61* — 1241в — андезит из брекчии (колл. В. И. Федорченко). Пос. Шелихово: риолит из брекчии. Пос. Шелихово: *66* — 4205з — андезито-базальт. Р. Аляска: *67* — 2206а — андези-
Аналитики: Воронова Л. Г., Зорин М. Н., Ивлева Э. В., Исибаси Т.,
Образцы, для которых не указаны формы

Вулканические брекчии и изредка встречающиеся агломераты в большинстве случаев лишены слоистости и нередко представляют собой беспорядочное нагромождение обломков без всяких следов сортировки и окатанности. Иногда наблюдающаяся грубо выраженная слоистость заключается в некоторой сортировке и ориентированном расположении обломочного материала; переходы между слоями постепенные. В общем величина обломков варьирует в широких (от 1—2 см до 1,5—2 м) пределах, однако преобладают средне- и крупнообломочные разности. Обломки обычно угловатые, реже можно встретить породы типа конгломерато-брекчий. Мощность брекчиевых пачек меняется от нескольких до многих десятков метров. Цементирующая масса брекчий образована туфами и туффитами. По петрографическому составу брекчии близки ассоциирующимся с ними лавам. Вместе с тем вулканиты, слагающие обломки в брекчиях, всегда различаются по степени раскристаллизации основной массы и характера ее измененности, наличию тех или иных фенокристаллов, пористости и т. д. Важно подчеркнуть, что в связующей массе брекчий почти всегда есть примесь пирокластического материала.

Отложения вулканического комплекса характеризуются ярко выраженной фациальной изменчивостью; отдельные пачки пород часто выклиниваются; изменяются содержание, размер и окатанность обломков в пределах отдельных слоев. Нередки внутриформационные несогласия. Лавовые потоки часто по простиранию и разрезу переходят в вулканические брекчии.

Эффузивные породы среднепарамуширской свиты образуют естественный ряд пород от базальтов до риолитов (табл. 12, рис. 30). Около 40% пород попадает в поле базальтов (b от 30 до 20).

В целом для основных вулканитов характерен меньший разброс точек на диаграмме А. Н. Заварицкого, чем для более кислых дифференциатов, что, очевидно, объясняется их меньшей степенью изменения. Наиболее измененные образцы базальтов отличаются очень низким содержанием MgO и Al_2O_3 и высоким CaO. На плоскости SAB у этих образцов обнаруживаются пологие векторы, наклоненные вправо, а на плоскости SCB — некоторое смещение вправо к оси ординат. Слабо измененные разности базальтов имеют довольно крутые векторы на обеих плоскостях диаграммы и тяготеют к линии пород типа Пеле.

59	60	61	62	63	64	65	66	67
7,2	5,8	—	2,8	23,6	12,5	—	—	—
—	—	—	—	—	—	6,4	9,3	12,5
86,6	88,1	75,4	81,2	67,0	75,0	75,8	68,3	92,4
—	—	0,9	—	0,8	0,86	—	—	0,8
—	—	20,2	—	27,0	24,2	—	—	18,2
0,23	0,2	0,48	0,33	0,72	0,5	0,46	0,7	0,13

3020 — андезит из брекчий; *4* — 3020а — базальт; *5* — 3020б — андезит из брекчий; *6* — 3020г — андезит базальт; *10* — 3014 — базальт; *11* — 3018а — базальт; *12* — 3012 — андезито-базальт; *13* — 3013 — андезит; *17* — 3010 — андезито-базальт; *18* — 3009 — базальт из брекчии; *19* — 4261в — андезито-базальт из брек- Шелихово: *23* — 4248 — риодацит; *24* — 4202 — базальт; *25* — 4203г — базальт; *26* — 4245б — базальт; из брекчии; *30* — 4211е — базальт, дайка; *31* — 4212 — базальт, дайка; *32* — 4212б — андезито-базальт; лихово; *37* — 4413/7 — базальт. Гора Каменник: *38* — 4272 — андезит из брекчии; *39* — 4272д — базальт андезито-дацит из брекчии (колл. В. Н. Шилова); *43* — 2207 — базальт из брекчии (колл. В. Н. Ши- из брекчии (колл В. Н. Шилова); *46* — 3075в — андезито-базальт; *47* — 4298 — андезито-базальт из *51* — 4305 — базальт; *52* — 4305е — андезито-базальт; *53* — 2215а — андезит из брекчии (колл. В. Н. Ши- силл (колл. В. Н. Шилова). Р. Прозрачная; *57* — 1247 — андезито-базальт из брекчии (колл. В. И. Фе- базальт из брекчии (колл. В. И. Федорченко); *60* — 1245ж — андезито-базальт из брекчии (колл. *62* — 3073ж — базальт. Бух. Фусса: *63* — 4407/20; *64* — 4261а — базальт из брекчии; *65* — 4407/19 — то-базальт из брекчии (колл. В. Н. Шилова).
Маркова Л. К., Нефедова Н. Е., Пинчук Л. Г., Слащева А. И.
залегания, взяты из лавовых потоков.

Среди андезитов и андезито-дацитов наблюдается довольно значительный разброс точек. Часть точек резко смещена вправо на обеих плоскостях диаграммы, что говорит о высоком содержании щелочей и относительно низких значениях Al_2O_3. Петрографический анализ пород показывает, что эти особенности связаны с альбитизацией плагиоклазов. Большая часть андезитов характеризуется пологим наклоном векторов в поле *SAB*, что свидетельствует о низком содержании MgO и высоком — CaO. Вероятно, это объясняется низким содержанием темноцветных минералов и цеолитизацией плагиоклазов. Последнее, наряду с альбитизацией, довольно широко развито в рассматриваемых эффузивах. Часть образцов базальтового и андезитового ряда обладает пологим наклоном векторов на плоскости *SCB*. Избыточное содержание K_2O в данном случае, видимо, говорит о высоком содержании биотита в этих горных породах, что подтверждается при изучении пород под микроскопом. Вследствие значительного разброса точек, андезиты и андезито-дациты приурочены как к кривой типа Пеле, так и к кривой типа Лассен-Пик; наиболее измененные разности тяготеют к кривой типа Йеллоустонского парка. Кислые породы ($b = 10—15$) представлены всего восьмью образцами и отличаются, наряду с низкой щелочностью, высокой известковистостью. Эти породы приурочены к кривой типа Пеле.

Таблица 13

Состав плагиоклазов в туфах и эффузивах среднепарамуширской свиты

№ шлифа	Район	Координаты двойниковой оси			Двойниковая ось	Ап, %	Характеристика кристалла	Название породы
4230	Р. Неудержимая	33	58	81	010	49	Обломок	Туф
4263б	Бух. Фусса	64	28	85	021	35	Вкрапленник	Риолит
4407/11	»	65	26	85	001	35	»	»
3020/8	»	32	61	79	010	50	Обломок	Туф
4219	М. Анциферова	30	64	76	010	56	»	»
4219	»	56	78	37	001	72 (ядро)	Вкрапленник зональный	Базальт
4219	»	62	78	37	001	60 (край)		»
4203	Пос. Шелихово	42	58	67	010	72	Обломок	Туф
4210	Р. Покой	75	36	58	001 / 010	60	Вкрапленник	Андезито-базальт

Химический состав туфов

№ образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
4297к	57,12	0,53	15,16	6,03	1,38	0,08	2,95	5,48
4300	58,31	0,47	13,58	4,61	1,46	0,10	1,84	5,55
4302б	41,16	0,52	18,10	7,23	4,05	0,18	3,50	11,34
4302в	50,57	0,30	9,46	2,40	1,51	0,21	2,43	15,36
3065а	64,40	0,47	12,09	6,45	1,18	0,14	3,25	2,26
4230а	58,53	0,36	15,21	4,84	1,51	0,04	2,36	5,74
4203а	47,47	0,42	14,77	5,86	5,38	0,16	9,30	11,17
4203	64,86	0,85	12,48	6,42	1,05	0,06	2,36	6,01
4207	63,37	0,68	12,50	7,45	1,52	0,06	2,86	6,12

Таким образом, эффузивы свиты близки к крайне известковистым разновидностям известково-щелочного ряда пород по А. Н. Заварицкому.

Вулканогенно-осадочный комплекс пород слагает обширные площади в поле развития среднепарамуширской свиты. Как уже говорилось, он сложен туфами, туффитами основного и среднего состава, вулканомиктовыми песчаниками, гравелитами, алевролитами и, реже, мелкообломочными конгломерато-брекчиями. Иногда встречаются линзы вулканических брекчий. Туфодиатомиты наблюдаются сравнительно редко, но являются очень характерными породами, прослеживаясь по всему разрезу. Мощность комплекса варьирует от 800 до 1200 м.

Туфы характеризуются различным соотношением лито-кристалло- и витрокластических компонентов; преобладают псефитовые и псаммитовые неравномернозернистые разности. Кристаллокластика представлена в разной степени измененными плагиоклазами, пироксенами и, в меньшей мере, роговыми обманками. Среди литокластов преобладают вулканиты, соответствующие эффузивам, слагающим лавовые потоки и обломки в агломератах и вулканических брекчиях вулканического комплекса. По вулканическому стеклу, слагающему витрические обломки и связующую массу, обычно развиваются альбит, цеолиты и хлорит. Стекло характеризуется флюидальной и волокнистой структурой; туфы с пепловой связующей массой наблюдаются значительно реже. Встречены также игнимбритоподобные туфы, в которых наблюдаются спекание обломков и следы флюидальности материала.

Состав плагиоклазов в некоторых эффузивных и пирокластических породах показан в табл. 13; химический состав туфов среднепарамуширской свиты — в табл. 14.

Туффиты обычно грубозернисты и отличаются от туфов большим разнообразием обломков и некоторой их обработкой. Довольно часто они связаны с туфами постепенными переходами.

В средне- и крупнозернистых вулканомиктовых песчаниках наблюдается еще большая, чем в туффитах, степень обработки кластического материала и большая его разнородность; содержание угловатых обломков остается значительным. Цемент в песчаниках бывает хлорито-глинистым, глинисто-карбонатным и железисто-хлоритовым; в цементирующей массе встречается примесь пеплового материала.

В туффитах и вулканомиктовых песчаниках обломочный материал состоит из тех же компонентов, что и в туфах. Интересно отметить, что по всему разрезу комплекса встречаются всегда хорошо окатанные единичные обломки кварцитов, слюдистых пород и измененного вулканического стекла с перлитовыми трещинами отдельности, относящиеся к собственно терригенной группе обломков. Мощности отдельных прослоев туфов, туффитов и вулканомиктовых песчаников близки между собой и изменяются от 0,5 до 3,5—4 м.

Таблица 14

среднепарамуширской свиты

Na_2O	K_2O	P_2O_5	$S_{об}$	H_2O	П. п. п.	Σ	Место взятия образца
1,90	1,90	0,01	1,08	2,88	3,82	99,82	Р. Аляска
1,97	0,48	Нет	Нет	3,25	8,33	99,95	»
2,92	0,73	0,03	0,02	2,19	7,56	99,59	»
2,53	0,36	0,02	0,07	1,74	13,46	100,42	»
4,72	0,39	0,02	0,38	1,76	2,51	100,52	Р. Кохмаюри
3,52	1,36	0,09	0,41	2,32	3,44	99,67	Р. Неудержимая
2,15	0,52	Не обн.	0,17	0,26	2,00	99,63	Р. Покой
2,18	1,82	0,02	0,23	0,78	1,37	100,49	Пос. Шелихово
2,13	1,49	Нет	Нет	0,63	1,56	100,37	»

В туфодиатомитах содержится то или иное количество пеплового материала, и эти породы через промежуточные разности типа диатомовых туффитов связаны постепенными переходами с пепловыми туфами. В туфодиатомитах цементирующая кремнистая масса переполнена остатками диатомей. В незначительном количестве присутствуют алевритовые обломки плагиоклаза, пироксенов, слюдистых минералов.

Алевролиты обладают алевритовыми и алевропелитовыми структурами. Обломочная фракция представлена плагиоклазом, пироксеном и кварцем. Нередко породы сильно окремнены. Мощности пластов туфодиатомитов, пепловых туфов и алевролитов изменяются от 0,3 до 1,5 м.

Изучение пород под микроскопом позволило выявить некоторые отличия в составе вулканогенно-осадочного комплекса в различных районах островов. На Охотском побережье Парамушира (в районе рек Аляски, Шумной, Неудержимой и др.) в отложениях комплекса в общем преобладают туфы и туффиты при меньшей роли вулканомиктового материала, причем туфы и туффиты содержат значительное количество кристаллов и вулканического стекла. В противоположность этому, на Тихоокеанском побережье (в районе рек Прозрачной, Заозерной, Медвежьей и др.) широко развиты вулканомиктовые песчаники, гравелиты и алевролиты. Пирокластические накопления здесь присутствуют в меньшем количестве, к тому же они большей частью состоят из литокластов. Вулканомиктовый материал преобладает в составе вулканогенно-осадочного комплекса также в разрезах бух. Фусса, пос. Шелехово и о. Шумшу.

В отложениях вулканогенно-осадочного комплекса часто наблюдается довольно четкая горизонтальная слоистость. При осмотре обнажений, благодаря чередованию пород различного состава, создается впечатление о ритмичном строении этих толщ.

Во многих разрезах встречаются ритмы, состоящие из грубозернистых туфов (туффитов), последовательно сменяющихся кверху все более мелкозернистыми, т. е. в них наблюдается отсортированная слоистость. В других случаях более грубый материал концентрируется в средней части ритмов. Иногда зернистость обломочного материала увеличивается снизу вверх. Все перечисленные типы чередования пород в разрезе можно наблюдать в одной толще. Причем контакты между слоями, начинающими и заканчивающими ритмы, бывают как четкие, со следами размыва, так и постепенные, перезко выраженные. Приведенная последовательность пород в ритмах очень часто нарушается из-за появления слоев туфодиатомитов, алевролитов или песчаников, в результате чего образуются ритмы другого состава (от двучленного до четырехпятичленного). Реже отмечается такое чередование пород, при котором грубозернистые песчаники вверх по разрезу постепенно переходят

в алевролиты; чаще зернистость в песчаниках уменьшается постепенно, а алевритовые слои отсутствуют. Слои некоторых разновидностей туфов (преимущественно пепловых и существенно кристаллокластических) линзовидные с неровной, волнистой нижней границей слоев. Иногда туфово-туффитовые пачки с четкой горизонтальной слоистостью сменяются по простиранию грубозернистыми массивными туффитами без всяких следов слоистости; последние нередко замещают также пачки, сложенные песчаниками и алевролитами. Пелитовые разности встречаются крайне редко и не слагают самостоятельных прослоев; они образуют изогнутые линзочки и примазки в более грубых породах.

Приведенные особенности стратификации вулканогенно-осадочного комплекса наиболее свойственны разрезам Охотского побережья о. Парамушир (от р. Аляски на севере до м. Черного на юге). В других разрезах широко распространены грубообломочные отложения, а ритмично построенные пачки пород имеют подчиненное значение.

Условия накопления

Формирование вулканического комплекса происходило на склонах вулканических построек в прибрежно-морских и континентальных условиях, о чем свидетельствуют прослои конгломерато-брекчий, характеризующиеся смесью окатанного и неокатанного материала; преобладание в вулканических брекчиях обломков без следов сортировки и окатанности; ассоциация лавовых потоков с шаровой и подушечной текстурой и эффузивов, покрытых ожелезненными корками. Подавляющая часть вулканических брекчий образовалась в результате разрушения вулканических построек. В то же время среди брекчий несомненно присутствуют и пирокластические выбросы, однако диагностика их чрезвычайно затруднена.

Судя по распространению вулканических комплексов, вулканические центры располагались на Парамушире в районах бух. Фусса, пос. Шелихово, верхнего течения р. Аляски и на северо-востоке о. Шумшу.

Широкое развитие в отложениях вулканогенно-осадочного комплекса необработанной пирокластики и соответствие состава пироклатического и вулканомиктового материала составу эффузивных пород говорят о том, что в целом формирование осадков комплекса происходило без существенного переноса, вблизи местных источников сноса, которыми, по всей вероятности, служили выявленные вулканические центры. При этом можно предполагать, что в районе Тихоокеанского побережья острова Парамушир располагался мелководный участок шельфа. Об этом свидетельствуют: обилие в разрезах этого участка сравнительно хорошо окатанного вулканомиктового материала; остатки обугленной древесины; следы перемыва осадков; прослои игнимбритоподобных туфов; прослои и линзы конгломерато-брекчий и вулканических брекчий.

Близкие условия осадконакопления существовали, видимо, в районе бух. Фусса и на о. Шумшу. Несколько более глубоководный участок располагался с охотской стороны острова. В разрезах этого района преобладают туфы и туффиты со значительным количеством вулканического стекла, что связано, вероятно, со спокойными условиями седиментации. О существовании подобных условий говорит и сохранность скелетных раковинок микроорганизмов в туфодиатомитах. С наличием больших глубин и, возможно, более крутых склонов со стороны Охотского моря увязывается также характер стратификации развитых здесь отложений, в частности, присутствие турбидитов.

ОХОТСКАЯ СВИТА

Основные площади распространения пород охотской свиты приурочены к побережью Второго Курильского пролива, к южной части о. Парамушир, к участку, располагающемуся между р. Тухаркой и м. Рыбачьим.

Геологические разрезы
(рис. 31)

Разрез в районе устья р. Аляски
(рис. 31, разрез 1 б)

1. В основании разреза свиты залегают мелкообломочные конгломерато-брекчии. Средний размер обломков в брекчиях 3—4 см. В породе много мелкой (до 1 см) окатанной галечки. В составе обломков обнаружены туффиты, похожие на таковые из подстилающего слоя (см. разрез среднепарамуширской свиты, стр. 85), и эффузивы основного и среднего состава. Связующая масса образована грубозернистыми туффитами. Азимут падения 320°, угол падения 20°. Мощность 6 м.

Выше обнажаются (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Туфодиатомиты зеленовато-серые	0,3
2. Грубозернистые туффиты рыхлые серые и темно-зеленые	2
3. Пачка переслаивающихся желтых, оскольчатых туфодиатомитов (0,7—1,2 м) и желтовато-зеленых кристаллокластических туфов с витрической основной массой (1,4—1,6 м). Азимут падения 320°, угол падения 25°	10
4. Грубозернистые туффиты рыхлые зеленовато-серые	2,5
5. Туфодиатомиты желтые	0,5
6. Силл карбонатизированных эффузивов основного состава	0,5
7. Туфодиатомиты желтые содержащие фауну моллюсков	1,5
8. Грубозернистые туффиты рыхлые, темно-серые	3
9. Пачка переслаивающихся желтых туфодиатомитов, темно-серых алевролитов (1,4—1,6 м) и грубозернистых рыхлых темно-зеленых туффитов (2—2,5 м)	30
Перерыв в обнажении 80 м.	

Далее на мысе Гилева и в береговых обрывах Охотского побережья к северо-востоку от мыса обнаружена следующая последовательность горных пород (снизу вверх):

	Мощность, м
10. Вулканические брекчии. Обломки имеют размер от 5—7 см до 1,5—2 м. Максимальные по величине обломки приурочены к нижней части пачки; содержание обломков величиной 20—40 см колеблется в пределах 30—50%. В верхней части пачки встречена линза протяженностью около 10 м и мощностью 3,5 м грубозернистых туффитов с галькой эффузивов основного состава. Цементирующая масса брекчий образована грубозернистым туффитом; содержание цемента иногда достигает 70%. В составе обломков обнаружены: оливиновые базальты миндалекаменные и их же разности с нацело ожелезненной основной массой; пироксеновые и роговообманковые андезиты с гиалопилитовой, микролитовой основной массой; андезито-дациты с фельзитовой основной массой; в небольшом количестве порфировые габбро; много свежих базальтов с плохо раскристаллизованной основной массой. Окатанного материала мало и в основном он приурочен к верхней части пачки. Породы часто ожелезнены и окварцованы. По падению в брекчиях уменьшается размер обломков и они переходят в мелкообломочные конгломерато-брекчии, а затем выклиниваются	90
11. Мелкообломочные конгломерато-брекчии, похожие на слой 1. Количество обломков — 80%; величина их не больше 5—7 см. Мощность изменяется от 6 м на юге до 2 м на севере.	
12. Желтые кристаллокластические туфы с витрической основной массой. Нижняя поверхность слоя туфов неровная. Азимут падения 340°, угол падения 30°	2,5
13. Мелко- и среднезернистые вулканомиктовые песчаники серого цвета. Мощность меняется от 2 м на севере до 4 м на юге	

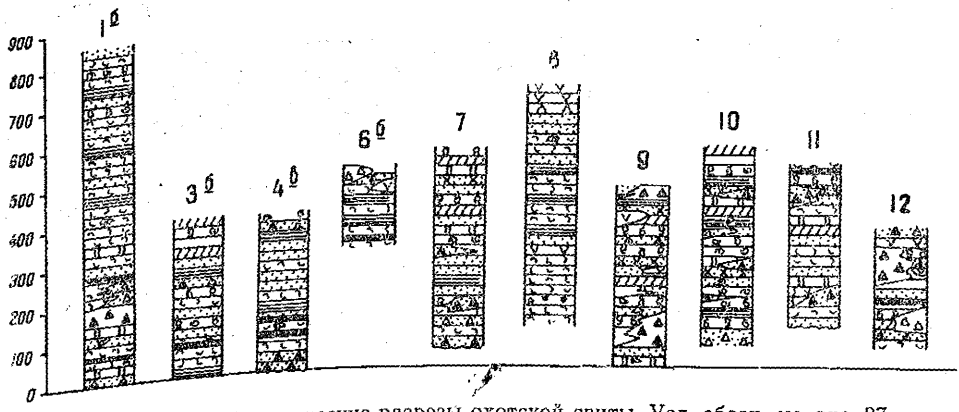


Рис. 31. Геологические разрезы охотской свиты. Усл. обозн. см. рис. 27.

	Мощность, м
14. Туфодиатомиты желтые	2
15. Силл карбонатизированных основных эффузивов	1,2
16. Грубозернистые туффиты зеленовато-серые	3,2
Перерыв в обнажении 140 м.	
17. Пачка туффитов с прослоями туфодиатомитов и туфов. В одном из прослоев туфодиатомитов мощностью 0,5 м обнаружены отпечатки фауны. Мощность темно-серых рыхлых туфов с витрической основной массой обычно 20—30 см, лишь иногда увеличивается до 1,5 м. Туфы иногда залегают на подстилающих туффитах с размывом	30

Итак, охотская свита в районе р. Аляски представлена толщей туфов, туффитов, песчаников и алевролитов с прослоями мелкообломочных конгломерато-брекчий и линзой грубообломочных вулканических брекчий. Кроме того, в толще обнаружены силлы основного состава.

Общая мощность охотской свиты в районе р. Аляски около 850 м.

Разрез района хр. Левинсон-Лессинга
(рис. 31, разрез 3 б)

Отложения охотской свиты развиты в приводораздельных участках этого хребта, в верхнем течении рек, впадающих как в Охотское море, так и в Тихий океан.

Данных о составе и строении свиты в этом районе довольно мало, потому что здесь широко развиты более молодые вулканические образования и интрузивные комплексы.

В верхнем течении р. Шелиховки можно видеть, что туфы и туффиты охотской свиты образуют единый комплекс с подобными же породами среднепарамуширской свиты. Вверх по разрезу переслаивающиеся темно-зеленые кристалло-литокластические туфы и неслоистые грубозернистые туффиты, характерные для среднепарамуширской свиты, постепенно сменяются пятнистыми светлоокрашенными грубозернистыми туффитами и витрокластическими (пемзовыми) туфами с редкими прослоями опоковидных туфов и мелкообломочных конголомерато-брекчий. В последних, наряду с преобладающими обломками основных эффузивов, попадается галечка кислых вулканитов. Слои пород наклонены по азимуту 160°, угол падения 15°. Разрез охотской свиты венчается пачкой косослоистых светлоокрашенных грубозернистых туффитов, содержащих массу мелких (очень редко до 20 см) остроугольных обломков темноокрашенных вулканитов основного состава. Видимая мощность пачки 50 м. В нижней части разреза охотской свиты обнаружены силлы основного состава.

Видимая мощность охотской свиты в этом районе 400 м.

Подобное же строение свиты наблюдается и северо-восточнее, в верхнем течении р. Перевальной и в районе горы Сигнальной. В последнем случае можно видеть, что на размытой поверхности косослоистых туффитов охотской свиты залегают агломераты и лавы океанской свиты. Видимая мощность охотской свиты здесь не более 100 м.

Таким образом, в районе приводораздельной части хр. Левинсон-Лессинга породы охотской свиты связаны постепенными переходами с отложениями среднепарамуширской свиты.

Так же, как и в районе р. Аляски, среди нижних горизонтов свиты залегают силлы основного состава. Показательно присутствие косослоистых светлоокрашенных туфов и туффитов, содержащих в своем составе обломки пемзы.

Видимая мощность охотской свиты в этом районе, вероятно, не превышает 400—500 м.

Разрез в районе р. Тухарки
(рис. 31, разрез 7)

Контакт отложений охотской свиты с породами среднепарамуширской свиты в этом районе неизвестен.

I. Нижние горизонты вскрывающегося в среднем течении реки разреза представлены мелкообломочными конгломерато-брекчиями с редкими пропластками кристалло-витро-литокластических туфов с витрической основной массой. Светло-серые с коричневатым оттенком оскольчатые туфы образуют прослои мощностью от 0,7—0,8 до 1,5 м, мощность слоев конгломерато-брекчий — 4—5 м. Нижняя поверхность туфов ровная, в отличие от верхней, обычно неровной. В общей массе желтовато-серых, сыпучих с поверхности конгломерато-брекчий окатанных обломков сравнительно мало. На поверхности слоев отчетливо выделяются «подушки» и «шары» диаметром от 30 см до 1,5 м. Такие стяжения имеют, в отличие от окружающей массы, серовато-зеленый оттенок. Видимая мощность 25 м. Слои туфов наклонены по азимуту 130°, угол падения 8—10°. Общая видимая мощность этой части разреза около 70 м.

II. Выше по разрезу, после небольшого перерыва обнажаются грубозернистые туффиты с линзами алевролитов и массивных кристаллокластических туфов с витрической основной массой. Здесь наблюдается следующая последовательность горных пород (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Землисто-серые грубозернистые туффиты	3,5
2. Темно-серые алевролиты	0,4
3. Зеленовато-серые грубозернистые туффиты с валунами базальтов и роговообманковых андезитов; здесь же присутствуют отторженцы изогнутых алевролитовых слоев	4,5
4. Темно-серые грубозернистые туффиты с отдельными крупными (10—20 см) включениями эффузивов основного и среднего состава	4
5. Желтые кристаллокластические туфы с витрической основной массой. Видимая мощность 1,2 м. Азимут падения пород 140°, угол падения 10°. Общая видимая мощность пачки около 80 м.	

III. Еще выше, после небольшого задернованного участка вскрывается пачка пород, состоящая из массивных грязно- и светло-серых туфов, обладающих тонкой горизонтальной слоистостью. Последние образуют две непротяженные линзы в массивных туфах. Массивные грубозернистые туфы часто имеют игнимбритоподобный облик. Обе разновидности туфов содержат значительное количество мелких включе-

ний эффузивных пород, особенно много их в слоистых разновидностях. Видимая мощность пачки около 40 м.

IV. Разрез венчается пачкой туфов, туффитов, песчаников и туфодиатомитов. В породах часто наблюдается тонкая горизонтальная и косая слоистость. Здесь вскрывается следующий разрез (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Темно-серые туффиты плитчатые, среднезернистые . . .	8
2. Грязно-серые неслоистые туффиты, средне-крупнозернистые. В породах обнаружены остатки древесины	6
3. Темноокрашенные туффиты плитчатые, грубозернистые . .	3,5
4. Туфы лито-витро-кристаллокластические с витрической основной массой, желтые темнооскольчатые	3,5
5. Пачка переслаивающихся туфодиатомитов, кристалло-литовитрокластических туфов с витрической основной массой и грубозернистых туффитов. Окраска пород темно-серая. В ряде случаев туффиты залегают на туфах с размывом	7,5
6. Туф кристаллокластической с витрической основной массой	1,5
7. Пачка переслаивающихся темно-серых грубозернистых туффитов (с редкими включениями эффузивов) и вулканомиктовых титаномагнетитовых песчаников	5

Общая видимая мощность описанных слоев 35 м.

Азимут падения слоев 110°, угол падения 6—8°. Видимая мощность пачки около 50 м.

Заканчивая описание разреза, отметим, что в породах этой части охотской свиты обнаружено большое количество обломков различной величины (начиная от валунов и кончая теми, которые обнаруживаются только под микроскопом). Эти обломки отличаются большим разнообразием состава. Среди них преобладают измененные андезиты с плохо раскристаллизованной, часто флюидальной основной массой, фельзиты, окварцованные шлакоподобные эффузивы, свежие базальты с интерсертальной основной массой, измененные, преимущественно литокластические туфы и туффиты, пористые и ожелезненные базальты и др. Лучшей окатанностью обычно характеризуются обломки фельзитов, пропилитизированных роговообманковых андезитов, риолитов, кварцитов и окварцованных базальтов с микродолеритовой основной массой. Для всей толщи характерно большое количество включений вулканического стекла табачного цвета.

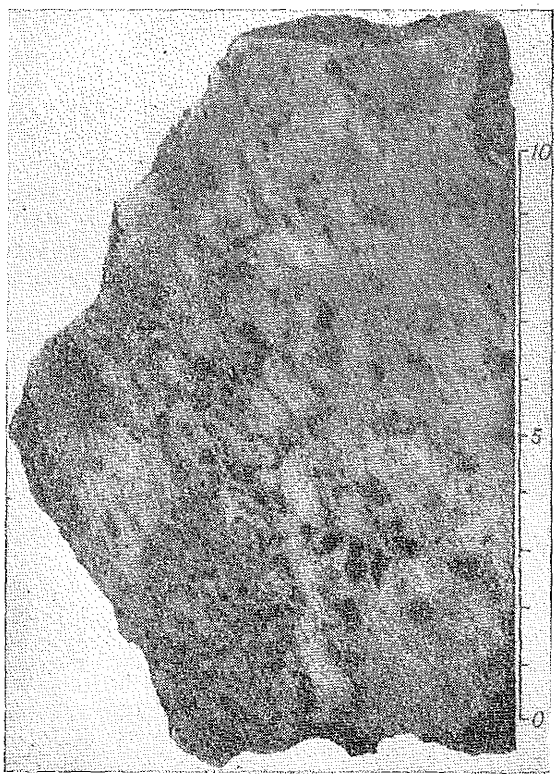


Рис. 32. Пемзосодержащий туф, охотская свита р. Тухарка.

Вверх по разрезу количество обломков убывает. В верхней части свиты преимущественно развиты пемзовые туфы (рис. 32) со свежим, часто флюидальным вулканическим стеклом. Видимая мощность охотской свиты по р. Тухарке не менее 220 м.

Разрез м. Капари
(рис. 31, разрез 4 в)

I. Нижние части разреза охотской свиты обнажаются в береговых обрывах Охотского моря, в 250 м южнее выходов риолитов среднепарамуширской свиты. Непосредственный контакт обеих свит не обнажен. Здесь вскрываются (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Грубозернистые вулканомиктовые песчаники с редкими обломками андезитов и риолитов	2,2
2. Серые массивные литокластические туфы с хлоритизированной основной массой. В туфах присутствует редкая галечка (до 2—3 см) эффузивов основного состава	4,3
3. Мелкообломочные конгломерато-брекчии, замещающиеся по простиранию туфами, похожими на слой 2. Брекчии представляют собой плотную, крепко сцементированную породу. Величина включений в брекчиях не превышает 20 см; изредка попадается хорошо окатанная галечка. В составе обломков обнаружены миндалекаменные андезиты, дациты и риолиты. Цементирующая масса образована светло-зеленым среднезернистым туффитом. Мощность изменяется от 1,5 до 2,0 м	
4. Породы, похожие на слой	6
5. Тонкоплитчатые мелкозернистые туффиты	5,5
6. Светло-серые и землисто-серые агломератовые туфы основного состава Мощность изменяется от 4 м на севере до 6 м на юге.	
7. Агломератовые туфы основного состава с двумя прослоями (20—30 см) разрушенных, окрашенных в зеленые цвета среднезернистых туффитов, содержащих редкую галечку пропилитизированных пород	10,5
8. Силл коричневато-серых долеритов с гнездами цеолитов	2
9. Пачка желтовато-серых алевролитов с линзами зеленовато-серых вулканомиктовых песчаников и мелкозернистых туфов. Песчаники содержат обломки эффузивов основного и среднего состава. В алевролитах обнаружены отпечатки фауны. Элементы залегания алевролитов: азимут падения 145°, угол падения 10°	4,5
10. Пачка переслаивающихся алевролитов и туффитов. Туффиты светло-серые и светло-зеленые, средне- и крупнозернистые; образуют слои мощностью по 10—20 см. Массивные зеленоватые алевролиты слагают пласты по 0,5—0,6 м. Элементы залегания слоев: азимут падения 135°, угол падения 25°	15
11. Серые литокластические туфы с хлоритизированной основной массой .Угол падения их близок к горизонтальному	3,5
12. Грубозернистые вулканомиктовые песчаники желтовато-серые с зеленоватым оттенком. Породы содержат мелкую галечку андезитов	1,5
13. Светло-желтые алевролиты, в которых наблюдаются отпечатки фауны моллюсков	20

Общая видимая мощность описанного выше разреза около 80 метров.

II. Выше по разрезу после перерыва в обнажении (150 м) обнажается пачка, сложенная чередующимися алевролитами, песчаниками и туффитами. Желтовато-серые алевролиты образуют слои в 0,5—1,5 м. Мощности слоев тонкозернистых туффитов и мелкозернистых среднеплитчатых песчаников близки между собой — 20—30 см. Видимая мощность пачки около 70 м. Элементы залегания: азимут падения 125°, угол падения 20°.

Восточнее, в приустьевых частях некоторых речек, впадающих в залив Васильева, прослеживаются отдельные выходы алевритовых туффитов с прослоями туфов и линзами вулканических брекчий. В одном из обнажений желтовато-бурые алевритовые туффиты с мелкой (до 1 см) галечкой темных эффузивов содержат 70-сантиметровый прослой зеленых рыхлых кристаллокластических туфов с витрической основной массой. В другом обнажении среди туфодиатомитов залегают вулканические брекчии с преобладающей величиной обломков 10—15 см. Среди обломков обнаружены главным образом роговообманковые андезиты. В обоих

случаях породы залегают очень полого. Стратиграфическое положение этих отложений неясно, хотя по своему облику породы, несомненно, относятся к охотской свите.

В нижних горизонтах охотской свиты часто встречаются галечка и обломки дацитов и риолитов, развитых, как мы видели ранее, в верхней части среднепарамуширской свиты.

Видимая мощность охотской свиты в районе м. Капари, вероятно, не превышает 400 м.

Разрез от м. Рыбачьего до р. Океанской
(рис. 31, разрез 8)

Распространенные в этом районе отложения отнесены к охотской свите условно. Разрез в основном представлен плотными кристаллокластическими туфами, псаммитовыми туффитами и опоковидными песчаниками и алевролитами. Окраска пород преимущественно зеленая. По всей толще пород рассеяны линзы лав основного и среднего состава, нередко обладающих подушечным строением. В верхней части разреза развиты лавы со столбчатой отдельностью.

Видимая мощность разреза, вероятно, 600 м.

Разрез от устья р. Прозрачной до м. Углевого
(рис. 31, разрез 9)

I. Нижние горизонты охотской свиты обнажены в приустьевых частях р. Прозрачной и руч. Узкого, в непосредственной близости от обнажений пород среднепарамуширской свиты. Здесь наблюдаются отдельные выходы переслаивающихся светло-серых лито-кристаллокластических туфов с витрической основной массой и туфодиатомитов. Видимая мощность этой части разреза около 60 м.

II. Более высокие части охотской свиты можно наблюдать на тихоокеанском побережье острова от м. Незаметного до м. Углевого. Здесь обнажается пачка землисто- и желтовато-серых песчаников, туфов и туффитов с линзами вулканических брекчий. Туфы, туффиты и песчаники часто рыхлые и содержат значительное количество пемзового материала; в породах нередко обнаруживается косая слоистость; мощность пластов 1,5—2,5 м. В приустьевой части р. Пуйшарии обнажаются (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Желтовато-коричневые грубозернистые туффиты	3
2. Темные, рыхлые кристалло-литокластические туфы . . .	0,1—0,2
3. Туффиты, похожие на слой 1, но обогащенные обломками базальтов и галечкой эффузивов до 0,5 см в поперечнике . .	0,4
4. Светлоокрашенные пемзосодержащие гравелиты с подушечной отдельностью. Азимут падения слоев 120°, угол падения 6° . .	2
Общая мощность описанного разреза 5,5 м	

Протяженность линз вулканических брекчий обычно не превышает 200 м; мощность варьирует от 20 до 80 м. Величина обломков в брекчиях составляет преимущественно 10—20 см. Обломки сложены пористыми и ожелезненными базальтами и вспученными андезитами; обнаружены также обломки диоритов. В брекчиях местами присутствуют линзы туффитов. В районе м. Углевого брекчии замещаются ожелезненными агломератовыми туфами.

Характерная особенность рассмотренного разреза — широкое развитие здесь вулканических брекчий основного состава и косослоистых пемзосодержащих туфов и туффитов. Видимая мощность разреза около 450 м.

Разрез в районе м. Округлого
(рис. 31, разрез 10)

В районе м. Округлого разрез свиты представлен чередующимися туфами, туффитами, туфодиатомитами, алевролитами, песчаниками и мелкообломочными конгломерато-брекчиями. Наибольшее количество мелкообломочных конгломерато-брекчий (мощностью от 5—10 до 40 м) приурочено к нижней половине разреза.

Туфы и туффиты в равной степени развиты по всему разрезу. Песчаники, алевролиты и туфодиатомиты встречаются реже. Для иллюстрации характера чередования пород ниже приводится небольшой разрез в районе южной оконечности мыса Округлого (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Алевролиты с двумя 40-сантиметровыми прослоями тонкозернистых песчаников. Элементы залегания: азимут падения 140°, угол падения 8°	5
2. Пачка чередующихся кристалло-литокластических туфов и туфодиатомитов. Мощность пластов туфов 1,5—2,0 м, пластов туфодиатомитов — 40—45 см	9
3. Туффиты с 40—60-сантиметровыми прослоями кристалло-кластических туфов	3,5
4. Кристалло-литокластические туфы	0,9

Обломки в плохо сцементированных мелкообломочных конгломерато-брекчиях слабо или умеренно окатаны; большинство их имеет в поперечнике 0,5—3,0 см; брекчии с обломками в 10—20 см встречаются редко; попадаются обломки, похожие на вулканические бомбы. В верхней части разреза обнаружен прослой крупнообломочных конгломерато-брекчий (1,5 м), переходящих вверх по разрезу в мелкогалечные разности (3,5 м). Большая часть обломков сложена эффузивами основного и среднего состава, в которых часто заметна пористость. В составе обломочной фракции пород обнаружено большое количество светло-серых пемз, отвечающих по составу андезито-дацитам и дацитам. Некоторые прослои брекчий нацело сложены обломками пемзы. Соотношение обломочной фракции и цементирующей массы варьирует широко. Связующая масса образована вулканогенным материалом псаммитовой и псефитовой размерности; встречаются породы, где цемент почти нацело сложен тонко измельченной пемзовой массой.

Для отложений в районе м. Округлого характерно широкое развитие пемзосодержащих пород и мелкообломочных конгломерато-брекчий. Породы часто слабо литифицированы, косослоисты. Установлены многочисленные следы перемыва осадков.

Видимая мощность пород около 500 м. В верхней части береговых обрывов м. Округлого рассматриваемые отложения перекрыты рыхлыми валунно-галечными конгломератами, которые являются аккумулятивным чехлом 160—250-метровой террасы.

Разрез в районе г. Северо-Курильска
(рис. 31, разрез 11)

Контакты развитых здесь отложений охотской свиты с другими стратиграфическими комплексами неизвестны.

На северо-западном склоне горы Маяк обнажается пачка переслаивающихся разнозернистых туффитов, пемзовых туфов и вулканомиктовых песчаников с линзами мелкообломочных конгломерато-брекчий, реже встречаются туфы с витрической основной массой. Разрез (видимая мощность около 100 м) венчается силлом базальтов (мощность около 6 м) со столбчатой отдельностью. Кроме того, на всем протяжении разреза наблюдаются многочисленные маломощные (часто всего несколько сантиметров) пластовые инъекции базальтов. В конгломерато-брекчиях наблюдаются обломки роговообманковых андезито-дацитов, дацитов

и габбро-диоритов. Элементы залегания: азимут падения 65—75°, угол падения 8—10°.

По р. Матросской обнажается пачка туффитов и туфов с прослоями вулканомиктовых мелко- и среднезернистых песчаников и линзами мелкообломочных конгломерато-брекчий. Линзы последних (мощность 1—2 м) приурочены к нижней части разреза; обломки в них представлены преимущественно кислыми вулканитами. Породы наклонены по азимуту 300°, угол падения 30°. Видимая мощность пачки около 80 м.

Отложения района г. Северо-Курильска имеют интересную особенность: среди них развиты многочисленные силлы основного состава. Важно отметить также тот факт, что в мелкообломочных конгломерато-брекчиях часто присутствуют кислые вулканиты, а в песчаниках — отдельные обломки туфодиатомитов и алевролитов.

Видимая мощность разреза 300—400 м.

Кроме того на о. Парамушир, в районе р. Океанской, м. Колхозного и р. Перевальной известно еще несколько обнажений горных пород охотской свиты. Эти породы образуют небольшие изолированные выходы и относятся к охотской свите условно.

В нижнем течении р. Океанской (южная из рек, имеющих одно и то же название) распространены косослоистые пемзосодержащие туфы и туффиты. В верхней части берегового обрыва реки в туффитах обнаружен небольшой врез (до 1,5 м), выполненный ожелезненными конгломерато-брекчиями. Среди гальки довольно много базальтов с крупными вкрапленниками плагиоклаза; часто попадается галька кислых эффузивов и диоритовых порфиритов. Возможно, что конгломерато-брекчии относятся к океанской свите. Породы залегают почти горизонтально. Видимая мощность пород около 20 м.

В районе м. Колхозного обнажается пачка линзовидно переслаивающихся светло-, желтовато- и землисто-серых витрокластических туфов, туффитов и опоковидных песчаников, замещающихся севернее среднеобломочными вулканическими брекчиями. Мощность слоев туфов и туффитов — 0,4—0,6 м, песчаников — 0,7—0,8 м. В различных участках пачки встречаются беспорядочно расположенные глыбы (до 2 м в поперечнике) ожелезненных пористых андезитов, шлаки и вулканические бомбы основного состава. Присутствуют также эффузивы основного состава с луковичной, «скорлуповатой» отдельностью. Породы наклонены по азимуту 40°, угол падения 10°. Видимая мощность около 12 м.

В районе устья р. Перевальной с обеих сторон небольшой бухты выходят брекчии и лавы океанской свиты, а в промежутке обнажается пачка пемзосодержащих туфов и туффитов охотской свиты. Область контакта задернована, породы обеих свит залегают очень полого и на одном гипсометрическом уровне. Видимая мощность туфов и туффитов составляет 25 м.

Разрезы на о. Шумшу

Из-за плохой обнаженности данные о строении и составе отложений охотской свиты на о. Шумшу довольно малочисленны. По всей видимости, к нижней части разреза относится пачка опоковидных песчаников, средне- и грубозернистых туфов и туффитов основного и среднего состава, залегающая в непосредственной близости от выходов пород среднепарамуширской свиты (рис. 31, разрез 6 б, район р. Болотинки). Важно отметить, что в туффитах обнаружены редкая галечка базальтоидов и окатанные обломки туфов, характерных для среднепарамуширской свиты. Видимая мощность разреза около 250 м. В районе м. Яугич отложения охотской свиты с размывом перекрываются мелкообломочными конгломерато-брекчиями.

В районе м. Юдина распространена пачка пемзосодержащих пород (рис. 31, разрез 13). В одном из обнажений вскрывается следующий разрез (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Алевролиты темноокрашенные, часто с прослойками, обогащенными пемзой. Пемзовые прослои располагаются под углом к слоистости и нередко выклиниваются	3
2. Вулканические брекчии мелкообломочные, содержащие пемзу, светлоокрашенные. В породах, наряду с пемзой, содержится около 30% беспорядочно расположенных обломков; максимальный размер их достигает 20 см. Среди обломков преобладают пористые эффузивы основного состава, нередко обожженные	2
3. Туфы витро-литокластические	1,5
4. Песчаники среднезернистые, стально-серые	4,5

Породы залегают полого. Видимая мощность разреза 11 м.

Отложения охотской свиты в районе м. Юдина по слабой литифицированности и большому количеству пемзового материала очень близки к породам м. Округлого на о. Парамушир.

Видимая мощность разреза 150—200 м. В окрестностях м. Юдина породы охотской свиты с размывом перекрываются вулканическими брекчиями океанской свиты.

Последняя площадь распространения пород охотской свиты приурочена к участку м. Чибуйный — пос. Байково (рис. 31, разрез 12). Здесь развита сложно построенная пачка пород, состоящая из туфов, туффитов, разнозернистых песчаников, алевролитов, вулканических брекчий и конгломерато-брекчий. Туфы и туффиты по своему составу являются основными и средними. Величина обломков в брекчиях изменяется в широких пределах; по составу они отвечают базальтам и андезитам. В одном из обнажений среди туффитов залегает силл основного состава мощностью 4,5 м. В районе пос. Байково эти породы перекрываются лавами пористых базальтов. Близкий разрез можно наблюдать в районе р. Дербешева; здесь увеличивается количество грубообломочных вулканических брекчий и базальтовых потоков. Характерной особенностью пород всего рассматриваемого района является присутствие в них пемз и пемзоподобных пород, ассоциирующихся с лавами и вулканическими брекчиями.

Видимая мощность разреза около 300 м.

Общая мощность охотской свиты, по-видимому, не превышает 850 м.

Особенности строения и вещественного состава

Как видно из приведенных разрезов, породы вулканического комплекса в отложениях охотской свиты распространены ограниченно. Линзы грубообломочных брекчий и единичные лавовые потоки рассеяны по всему разрезу, вследствие чего свита имеет весьма сложный состав.

Слоистость в брекчиях обнаруживается благодаря ориентированному расположению в них обломков. Брекчии довольно часто, за счет изменения размера обломков и степени их окатанности, постепенно переходят в гравелиты и песчаники, вплоть до мелкозернистых их разновидностей. Гравелиты и песчаники иногда в виде небольших линзочек встречаются и среди брекчий. Увеличение размера обломков в брекчиях наблюдается как от подошвы к кровле пласта, так и в обратном направлении.

Особенности химического состава эффузивов охотской свиты отображены на рис. 33 и в табл. 15. Эффузивные породы свиты представлены всеми разновидностями — от базальтов до риолитов, при преобладании андезитов. Характерен значительный разброс точек как для кислых пород, так и для основных, что, видимо, связано с измененностью пород. Многие породы обладают высокой глиноземностью. Базальтовые разности

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	72,94	68,90	57,31	50,73	59,23	61,84	63,98	48,99
TiO_2	0,27	0,14	0,59	0,65	0,84	0,51	0,56	0,54
Al_2O_3	13,62	12,53	17,97	17,65	18,08	16,36	18,11	18,13
Fe_2O_3	1,46	0,82	3,55	4,28	4,18	3,28	1,26	3,52
FeO	0,71	1,03	3,20	2,47	2,17	1,56	1,76	3,53
MnO	—	—	0,16	0,10	0,17	0,17	0,11	0,07
MgO	0,81	0,39	2,19	5,81	2,42	2,35	0,67	3,22
CaO	1,58	3,64	7,49	6,35	6,88	7,60	6,88	7,26
Na_2O	3,24	3,03	3,64	2,97	2,97	2,83	4,04	4,21
K_2O	3,98	1,45	0,55	0,53	1,45	1,69	1,08	0,78
P_2O_5	0,15	0,17	0,34	0,26	0,27	0,28	0,45	0,40
$S_{об}$	0,08	—	0,02	0,02	0,05	0,05	0,05	0,13
H_2O	0,38	2,17	1,41	5,9	0,81	0,67	0,32	0,91
П.п.п.	0,70	5,83	1,63	2,89	0,83	0,79	0,72	7,87
Σ	99,92	100,1	100,05	99,90	100,35	99,98	99,99	99,66
CO_2	—	—	—	—	—	—	—	—
a	12,5	9,8	9,2	7,8	9,5	8,8	12,6	12,3
c	1,9	4,0	8,3	8,5	9,2	6,9	6,2	8,0
b	4,7	3,2	12,2	18,9	11,3	11,5	6,3	14,6
s	80,9	83,0	70,3	64,8	69,0	72,8	74,9	65,1
f'	40,0	59,0	55,0	34,9	58,5	41,9	46,2	51,0
m'	31,5	21,0	33,0	57,9	40,1	35,1	18,7	49,0
c'	—	19,0	12,0	—	1,4	23,0	35,1	6,0
a'	28,5	—	—	7,2	—	—	—	—
n	55,4	78,0	92,0	90,4	76,0	71,0	78,0	84,1
t	—	—	—	—	—	—	—	—
φ	—	—	—	—	—	—	—	—
K_2O/Na_2O	1,2	0,47	0,15	0,18	0,42	0,59	0,26	0,18

	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO_2	50,97	55,71	46,41	57,31	77,53	68,27	50,52	51,61
TiO_2	0,50	1,90	0,52	0,40	0,15	0,55	0,54	0,37
Al_2O_3	20,71	20,48	19,22	18,81	8,47	14,99	15,78	17,19
Fe_2O_3	2,69	1,89	2,18	2,65	5,25	1,34	4,69	4,27
FeO	3,91	2,75	7,10	4,34	0,78	1,82	4,38	3,27
MnO	0,21	0,25	0,15	0,16	—	0,13	0,20	0,15
MgO	4,40	4,22	5,11	3,09	—	3,97	4,95	5,69
CaO	7,23	6,05	7,92	7,34	2,19	1,35	8,16	8,77
Na_2O	4,04	1,51	2,69	3,34	4,52	3,95	2,03	2,70
K_2O	2,01	0,30	1,32	1,64	0,93	1,96	0,60	1,29
P_2O_5	0,29	0,04	0,16	0,11	—	0,14	0,67	0,74
$S_{об}$	—	0,34	0,02	0,05	—	0,02	0,03	0,13
H_2O	0,71	1,25	0,52	0,28	0,12	0,56	4,0	1,62
П. и. п.	1,96	—	6,39	0,82	0,46	0,76	3,46	1,94
Σ	99,63	99,61	99,71	100,34	100,4	99,81	100,01	99,74
CO_2	—	—	—	—	—	—	—	—
a	13,6	12,1	9,0	9,8	10,5	6,6	5,9	8,5
c	8,2	8,4	10,0	8,0	0,1	9,8	8,8	8,2
b	15,8	10,9	20,6	14,2	7,3	23,2	20,9	21,0
s	62,4	68,6	60,4	67,0	82,1	60,2	64,4	62,3
f'	41,7	51,4	48,1	45,7	67,0	34,0	44,5	35,5
m'	50,0	47,3	47,7	46,6	—	61,0	44,8	49,0
c'	8,3	—	4,2	7,7	33,0	5,0	10,7	15,5

Таблица 5

Заварицкого пород охотской свиты

9	10	11	12	13	14	15	16	17
52,93	49,41	51,90	52,61	61,91	51,50	53,62	49,60	54,88
0,47	0,66	0,70	0,55	0,31	0,50	0,48	0,47	0,47
14,88	20,96	19,10	20,03	16,52	17,53	14,95	18,31	17,61
9,18	3,81	3,48	2,80	2,04	2,45	2,90	8,44	2,74
2,28	2,52	3,25	3,04	2,53	3,97	3,54	2,77	4,75
0,11	0,06	0,09	0,06	0,11	0,07	0,07	0,1	0,14
2,82	5,28	4,75	4,73	2,26	6,15	6,51	4,96	4,75
7,3	5,38	8,38	8,23	5,07	6,83	7,08	6,35	6,50
4,34	3,77	3,91	3,64	3,84	2,97	2,49	4,58	3,23
1,2	0,88	1,51	2,11	1,51	1,17	0,52	0,19	1,57
—	0,23	0,31	0,29	0,15	0,20	0,20	—	0,19
—	—	0,08	0,04	—	—	—	—	—
1,7	1,57	1,68	0,50	0,34	0,50	0,55	0,57	0,40
3,17	5,50	0,98	1,35	3,43	5,92	6,78	3,48	2,86
100,38	100,06	100,12	99,98	100,02	99,76	99,69	99,82	100,09
—	—	—	—	—	—	—	—	—
11,7	10,5	11,4	11,5	10,9	9,0	6,5	10,3	9,8
4,6	7,1	7,9	8,6	6,0	8,3	7,4	7,5	7,4
20,3	21,5	17,7	16,3	9,9	18,7	21,2	20,2	17,5
63,4	60,9	63,0	63,6	73,2	64,0	64,9	62,0	65,3
52,5	28,5	35,3	36,3	47,1	34,9	32,4	52,0	41,0
24,3	45,0	47,6	51,8	40,7	60,7	54,9	43,0	47,0
23,8	—	17,1	11,9	12,2	4,4	12,7	5,0	12,0
—	26,5	—	—	—	—	—	—	—
84,3	86,0	79,0	72,5	79,5	78,7	88,0	97,3	75,0
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,27	0,23	0,39	0,58	0,39	0,39	0,21	0,05	0,48

26	27	28	29	30	31	32	33	34
51,80	53,15	52,60	54,15	46,90	48,23	53,92	54,75	49,72
0,30	0,70	0,39	0,50	0,42	0,52	0,29	0,44	0,52
15,39	14,00	17,71	17,24	13,32	16,94	15,89	16,74	14,96
10,35	11,47	4,91	4,29	7,53	8,42	8,09	6,63	8,94
2,18	1,66	4,21	3,30	2,37	4,68	1,56	2,52	2,67
0,19	0,11	0,19	0,16	0,12	0,17	0,22	0,09	0,09
5,14	3,35	4,48	4,83	7,95	5,09	3,82	3,25	6,28
6,70	6,88	9,59	8,27	7,54	8,42	7,54	6,60	5,89
2,96	3,23	3,01	2,52	1,78	2,34	2,18	3,61	2,42
1,91	2,73	0,73	0,46	0,55	0,60	1,05	1,81	2,19
0,39	0,38	0,56	0,39	0,36	0,40	0,36	0,57	0,57
—	0,09	0,01	0,11	0,08	—	0,01	0,01	0,01
1,29	1,01	0,22	1,55	7,29	2,58	3,10	0,91	2,55
1,60	1,57	1,14	2,39	3,76	1,68	2,16	2,17	2,90
100,15	100,33	99,75	100,16	99,97	100,07	100,19	100,10	99,71
—	—	—	—	—	—	—	—	—
9,6	11,5	7,8	6,5	5,2	6,5	6,8	11,1	9,0
5,9	3,9	8,6	9,2	7,3	9,1	7,9	6,3	6,3
23,1	22,1	20,5	17,9	27,7	24,4	19,6	16,5	23,8
61,4	62,5	63,1	66,4	59,8	60,0	65,7	66,1	60,9
50,0	53,0	43,0	41,7	35,1	52,9	47,3	51,5	46,2
38,9	26,2	38,8	49,0	54,1	38,3	35,5	35,0	47,6
11,1	20,8	18,2	9,3	10,8	8,8	17,2	13,5	6,2

	18	19	20	21	22	23	24	25
a'	—	1,3	—	—	—	—	—	—
n	76,0	80,9	75,0	75,0	87,9	77,8	85,0	75,8
t	—	—	—	—	—	—	—	—
φ	—	—	—	—	—	—	—	—
K_2O/Na_2O	0,49	0,19	0,49	0,49	0,21	0,49	0,29	0,47

	35	36	37	38	39	40	41	42
SiO_2	47,78	49,87	51,67	47,73	49,35	65,42	57,19	62,56
TiO_2	0,41	0,28	0,68	0,34	0,31	0,37	0,24	0,54
Al_2O_3	16,05	17,79	16,31	16,22	16,29	14,85	18,03	18,03
Fe_2O_3	8,84	6,61	5,38	6,28	8,14	5,40	5,70	1,93
FeO	2,27	3,39	3,95	0,39	2,18	0,66	1,27	2,36
MnO	0,11	0,14	0,13	0,13	0,18	0,06	0,14	0,10
MgO	6,38	5,53	5,60	2,19	5,97	1,41	3,83	1,43
CaO	4,90	10,13	8,29	4,58	9,66	4,95	5,67	7,20
Na_2O	1,91	2,48	3,27	5,09	2,90	4,04	4,04	2,48
K_2O	3,54	0,53	1,18	2,46	1,05	1,72	1,81	1,40
P_2O_5	0,30	0,26	0,09	0,27	0,42	0,20	0,32	0,23
$S_{об}$	0,01	0,07	0,13	—	0,01	—	—	0,16
H_2O	3,65	1,54	1,17	1,11	2,63	0,29	0,87	1,40
П. п. п.	4,0	1,77	1,82	3,31	1,43	0,78	0,98	1,20
Σ	100,15	100,39	99,67	100,10	100,52	100,15	100,09	100,02
CO_2	—	—	0,30	—	—	—	—	—
a	10,2	6,5	9,4	15,4	8,4	11,5	11,9	7,9
c	6,5	9,5	6,6	2,9	7,2	4,2	6,5	8,8
b	23,5	23,3	22,4	12,9	25,5	9,5	13,8	7,1
s	59,8	60,7	61,6	68,8	58,9	74,8	67,8	76,2
f'	45,5	41,2	38,2	46,9	38,0	56,1	47,2	58,7
m'	50,3	42,9	44,5	30,4	41,7	25,2	48,7	35,2
c'	4,2	15,9	17,3	22,7	20,3	18,7	4,1	6,1
a'	—	—	—	—	—	—	—	—
n	45,5	88,8	80,0	75,9	79,6	77,3	77,0	72,0
t	—	—	1,0	—	—	—	0,31	0,6
φ	—	—	21,0	—	—	—	37,0	24,0
K_2O/Na_2O	1,8	0,21	0,36	0,48	0,36	0,42	0,44	0,57

	52	53	54	55	56	57	58	59
SiO_2	57,03	57,61	47,12	52,64	48,41	56,49	56,63	55,62
TiO_2	0,57	0,81	0,62	0,82	0,70	0,66	0,68	1,11
Al_2O_3	16,87	23,26	19,05	21,12	20,88	19,67	17,72	16,65
Fe_2O_3	4,02	2,90	1,99	5,27	4,51	3,31	4,73	4,45
FeO	1,98	0,87	8,12	3,53	5,52	2,27	2,34	3,36
MnO	0,08	0,10	0,14	0,10	0,13	0,15	0,07	0,19
MgO	2,34	0,84	3,93	1,96	4,24	2,75	2,53	5,10
CaO	9,84	5,74	9,40	9,00	11,44	7,86	7,41	7,65
Na_2O	3,18	4,78	2,71	3,48	1,78	2,96	2,78	2,38
K_2O	1,25	0,97	0,08	1,28	0,13	1,14	1,14	0,55
P_2O_5	0,38	0,13	0,12	0,16	0,09	0,07	0,10	0,13
$S_{об}$	0,21	—	0,41	—	0,09	0,12	—	—
H_2O	0,21	0,36	0,36	0,32	1,19	1,27	0,49	1,44
П. п. п.	2,06	1,14	5,46	0,82	0,56	1,15	3,07	0,83
Σ	99,99	99,51	99,51	100,5	99,67	99,87	99,69	99,46
CO_2	—	—	2,94	0,55	—	—	—	—
a	9,2	12,5	7,00	10,3	4,5	8,8	8,4	6,4
c	7,3	7,3	11,3	10,1	13,3	9,7	8,6	8,5
b	15,0	10,8	20,0	14,0	20,3	11,2	12,6	18,0

26	27	28	29	30	31	32	33	34
—	—	—	—	—	—	—	—	—
70,6	64,2	87,3	88,8	82,3	86,3	74,5	75,3	63,0
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,64	0,84	0,24	0,18	0,31	0,25	0,48	0,5	0,9

43	44	45	46	47	48	49	50	51
50,87	62,89	52,73	56,77	56,51	45,26	62,10	44,64	52,12
1,37	0,56	0,72	0,39	0,46	0,24	0,58	0,34	0,40
18,59	17,30	18,08	14,72	17,37	9,1	18,06	16,84	15,72
2,94	3,03	4,32	7,71	4,02	1,06	1,04	6,83	7,43
5,26	2,16	1,12	1,61	2,54	1,97	4,51	3,24	1,90
0,06	0,11	0,10	0,12	0,24	0,35	0,11	0,22	0,19
3,50	1,85	3,07	3,61	0,89	1,31	2,92	5,39	5,40
8,40	6,37	7,08	7,31	10,41	19,03	5,36	12,52	7,11
3,30	2,60	1,27	2,56	3,15	1,82	2,76	1,76	2,44
0,26	1,50	0,27	0,89	1,43	0,51	1,18	0,49	1,13
0,15	0.09	0,11	—	0,43	0,21	0,09	0,76	0,35
0,09	—	—	—	0,04	—	0,02	0,11	0,17
0,83	0,35	2,46	2,01	0,27	1,26	0,69	2,00	2,19
4,06	0,98	8,35	2,27	2,22	18,16	1,08	4,66	3,52
99,68	99,79	99,68	99,97	99,98	100,28	100,5	99,85	100,07
—	—	—	—	—	—	—	—	—
8,5	8,3	3,6	7,5	9,7	5,5	8,1	5,1	7,5
1,9	4,4	10,6	6,6	7,6	4,4	6,6	10,2	7,7
24,3	11,9	15,4	17,6	13,9	29,0	13,4	27,4	20,5
65,3	75,4	70,4	68,3	68,8	61,1	71,9	57,3	64,3
34,2	42,0	34,3	48,4	46,1	12,0	39,1	37,3	43,4
27,1	27,6	37,3	36,1	11,5	9,0	37,2	27,3	48,1
38,7	30,4	28,4	15,4	42,4	79,0	—	25,4	8,5
—	—	—	—	—	—	23,7	—	—
94,6	72,0	88,8	80,7	77,2	85,3	77,6	85,0	74,6
—	0,6	1,0	0,53	—	0,52	0,76	—	—
—	23,0	26,4	40,0	—	2,9	6,1	—	—
0,08	0,59	0,21	0,35	0,45	0,28	0,43	0,28	0,46

60	61	62	63	64	65	66	67
54,35	57,27	46,42	57,11	48,27	71,66	53,82	53,74
1,21	0,70	0,42	0,70	0,69	0,34	0,99	0,63
17,42	19,91	17,29	18,43	20,27	9,87	18,31	18,23
6,92	2,37	7,34	4,11	5,53	2,71	4,59	3,11
1,21	2,89	1,70	1,42	3,19	0,60	2,48	3,19
0,11	0,36	0,15	0,12	0,15	0,03	0,48	0,10
4,28	2,99	7,58	2,69	5,13	0,66	4,89	4,02
7,95	7,95	6,48	7,99	10,2	1,82	5,39	9,23
2,28	2,51	3,23	3,40	2,37	2,94	2,57	2,28
0,45	1,21	1,07	2,47	1,20	1,35	1,80	0,30
0,14	0,20	0,13	0,09	0,19	0,04	0,21	0,05
—	0,19	0,08	—	0,01	0,08	0,04	—
2,27	1,47	4,46	0,54	1,13	3,11	3,75	4,19
1,74	0,73	3,45	1,43	1,27	4,49	0,40	0,47
100,37	100,4	99,80	100,05	99,61	99,70	99,72	99,54
—	—	—	—	—	—	—	—
6,2	7,6	9,6	11,8	7,2	8,8	8,8	5,9
9,5	10,5	8,0	6,9	10,2	2,3	7,0	10,4
16,5	10,6	23,7	12,9	19,5	4,4	17,9	15,8

	52	53	54	55	56	57	58	59
s	68,5	69,4	61,7	65,6	61,9	70,3	71,4	67,1
f'	37,6	33,0	53,0	60,7	50,0	50,0	54,1	42,8
m'	27,6	14,0	38,5	26,8	39,9	44,7	37,1	50,0
c'	34,8	53,0	8,5	12,5	10,1	5,2	8,8	7,2
a'	—	—	—	—	—	—	—	—
n	79,6	90,0	97,0	80,0	96,0	79,1	78,0	86,6
t	—	1,0	1,0	1,1	1,1	0,8	0,8	—
φ	—	24,0	9,0	35,0	21,0	27,6	34,7	—
K_2O/Na_2O	0,39	0,20	0,03	0,37	0,09	0,38	0,41	0,23

Примечание. Бух. Фусса: *1* — 4253а — андезит из брекчии; *2* — 3030 — андезито-базальт из брекчий; *6* — 4405/2 — долерит, силл; *7* — 3026б — андезито-базальт. Р. Тухарка: *8* — 427д — андезито- Р. Аляска: *12* — базальт из брекчии (колл. В. Н. Шилова); *13* — андезито-базальт из брекчии (колл. зито-базальт из брекчии; *16* — 4215б — андезито-базальт из брекчии; *17* — 4215в — базальт из *19* — 115е — андезито-базальт из брекчии (колл. В. И. Федорченко); *20* — 115н — андезит из брекчии *22* — 4270г — риодацит из брекчий. Мыс Колхозный: *23* — 3044б — дацит, экструзия, *24* — 3046 — дацит 4277е — пемза из брекчии; *28* — 4277ж — пемза из брекчии. Р. Наседкина: *29* — 1213 — андезит, *31* — 4275/1 — долерит, силл; *32* — 4275/с — дацит из брекчии; *33* — 4275/ср — дацит из брекчии; *34* — дацит из брекчии (колл. В. Н. Шилова). Р. Матросская: *37* — 2261ж — риодацит из брекчии (колл. *40* — 4420/12 — андезито-базальт; *41* — 4422/2 — андезито-базальт; *42* — 4422/11 — андезито-базальт из диабазовый порфирит, дайка. Р. Лисья: *46* — 4473 — диоритовый порфирит, интрузия. Р. Перевальная: (колл. К. Ф. Сергеева). Руч. Каменистый: *49* — 8607а — анортозит-диабаз, интрузия (колл. К. Ф. Сер Аналитики: Воронова Л. Г., Зорин М. Н., Ивлева З. В., Исибаси Т., Маркова Л. К., Нефедо

больше тяготеют к типу Лассен-Пик, тогда как точки, соответствующие андезитам, равномерно распределены между кривыми типа Пеле и Лассен-Пик, наиболее кислые разности приурочены к типу Пеле.

Итак, в позднем миоцене — раннем плиоцене на территории Парамушира и Шумшу широко проявились процессы вулканической деятельности.

Из анализа наблюдающихся соотношений между вулканическими образованиями следует вывод о том, что в это время существовали вулканы с различно дифференцированными продуктами извержений.

Вулканогенно-осадочный комплекс в целом по своим особенностям и набору пород близок соответствующему комплексу среднепарамуширской свиты. Необходимо отметить лишь значительное развитие в разрезе охотской свиты неслоистых, часто комковатых и игнимбритоподобных туфов и туффитов. Очень характерны также косослоистые отложения, мелкообломочные конгломерато-брекчии и песчаники с большим количеством окатанных зерен магнетита. Общей особенностью охотской свиты является частое присутствие во многих разновидностях пород значительного количества пемзы андезито-дацитового и дацитового состава, благодаря чему отложения приобретают белесоватый облик. Кроме того, нередко породы, особенно в верхних частях разреза свиты, характеризуются слабой цементацией и более слабыми вторичными изменениями.

Прослои туфодиатомитов, лито-кристаллокластических, кристаллокластических, кристалло-литокластических туфов с витрической (часто пепловой) основной массой, алевролитов, туффитов и песчаников имеют мощность от 0,3 до 4—5 м; максимальные мощности зафиксированы у туффитов и песчаников. Среди пирокластических пород преобладают псаммитовые и псефитовые разности с витрокластической и кристалло-витрокластической структурой связующей массы. Литокластический материал часто представлен стекловатыми эффузивами и пемзами. Кристаллокластика образована осколками основного и среднего плагиоклаза, моноклинного и ромбического пироксенов, роговой обманки. Вулканическое стекло соответствует андезитам и андезито-дацитам, менее распространено стекло более кислого и основного состава. Довольно часто встречаются пепловые туфы.

Состав плагиоклазов в некоторых эффузивных и пирокластических породах охотской свиты показан в табл. 16. Химический состав туфов

60	61	62	63	64	65	66	67
67,8	71,3	58,7	68,4	63,1	84,5	66,3	67,9
46,7	48,9	37,6	39,6	40,7	67,8	40,9	39,9
47,5	51,1	59,6	36,8	46,8	25,8	49,8	47,6
5,8	—	2,8	23,6	12,5	—	—	—
—	—	—	—	—	6,4	9,3	12,5
88,1	75,4	81,2	67,0	75,0	75,8	68,3	92,4
—	0,9	—	0,8	0,86	—	—	0,8
—	20,2	—	27,0	24,2	—	—	18,2
0,2	0,48	0,33	0,72	0,5	0,46	0,7	0,13

брекчии; *3* — 3027 — базальт из брекчии; *4* — 3004 — долерит, силл; *5* — 3027б — андезито-базальт из базальт из брекчии; *10* — 4410/2 — базальт из брекчии; *11* — 4410/7 — андезито-дацит из брекчии. В. Н. Шилова); *14* — 2199г — андезито-базальт из брекчии, (колл. В. Н. Шилова); *15* — 4215 — анде-брекчии. Мыс. Округлый: *18* — 115а — андезито-базальт из брекчии (колл. В. И. Федорченко); (колл. В. И. Федорченко); *21* — 115д — риодацит из брекчий (колл. В. И. Федорченко). Р. Тухарка: из брекчии. Р. Перевальная: *25* — 3055 — базальт из брекчии; *26* — 3055б. Мыс Округлый: *27* — экструзия (колл. В. И. Федорченко). Р. Перевальная: *30* — 4275б — базальт, экструзия. Г. Маяк: 4275х — андезит из брекчии; *35* — 4275ю — базальт из брекчии. Р. Матросская: *36* — 2261д — андезито-В. Н. Шилова). О. Шумшу: *38* — 4417/1 — базальт из брекчии; *39* — 4417/11 — базальт из брекчии; брекчии; *43* — 4422/4 — базальт из брекчии; *44* — 4424/7 — диабазовый порфирит, дайка; *45* — 4424/10 — *47* — 3054а — диабазовый порфирит, интрузия. Р. Океанская: *48* — 8412 — анортозит-диабаз, интрузия геева).
ва Н. Е., Пинчук Л. Г., Слащева А. И.

показан в табл. 17. Вулканомиктовый материал отличается от пирокластического лучшей обработкой и большим разнообразием состава, однако встречаются породы, где весь вулканомиктовый материал образован хорошо окатанными обломками пемзы. Попадаются также хорошо окатанные обломки туфодиатомитов, пропилитизированных туфов, дацитов и интрузивных пород. Породы часто плохо сортированы. В песчаниках нередко наблюдается значительная примесь окатанных зерен магнетита и рутила.

Таблица 16

Состав плагиоклазов в туфах и эффузивах охотской свиты

№ шлифов	Район	Координаты двойниковой оси			Двойниковая ось	Ап, %	Характеристика плагиоклаза	Название породы
		Ng	*Nm*	*Np*				
4477и	М. Курочкина	39	63	62	010	80 (ядро)	Вкрапленник	Базальт
		32	63	62	»	60 (край)	зональный	
4468/3	М. Колхозный	75	44	55	001/010	53	Вкрапленник	Андезит
3955б	Р. Перевальная	52	84	38	001	98 (ядро)	Вкрапленник	Базальт
		60	»	»	»	68 (край)	зональный	»
3053	»	46	60	60	010	90	Вкрапленник	Диабаз
4405/3	Бух. Фусса	75	49	45	001/010	50	»	Андезит
4405/4	»	71	27	71	001/010	82	»	Базальт
4271б	Р. Тухарка	70	29	71	001/010	81	Обломок	Туф
4275	Г. Маяк	26	63	85	010	42	»	»
4276а	Р. Матросская	83	62	28	001/010	35	»	»
4215р	Р. Ночевка	45	62	58	010	90	»	»
4297в	Р. Аляска	40	55	73	010	57	»	»

№ образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
4215р	47,37	0,51	19,98	8,43	1,10	0,02	3,10	7,70
4215г	47,68	0,61	18,42	9,38	1,71	0,02	4,24	8,11
4296	56,02	0,24	16,77	5,24	1,98	0,05	3,04	6,41
4220—3	67,78	0,19	15,14	1,39	3,02	0,13	1,81	1,90
4275г	62,68	0,38	15,58	5,43	0,79	0,09	3,29	3,71
4275	70,13	0,23	11,54	3,10	0,67	0,04	2,28	2,22
4275	63,64	0,34	14,33	4,72	0,68	0,06	1,77	5,85
4248н	47,85	0,24	17,92	7,93	1,95	0,07	6,08	8,27
4219к	58,42	0,46	15,21	7,60	0,71	0,06	3,79	4,03
4406	49,44	0,21	18,46	5,27	2,25	0,03	7,32	6,88
4274	55,48	0,64	12,79	6,96	2,47	0,18	4,05	5,61
4274г	54,77	0,66	13,65	6,49	2,55	0,24	4,84	5,30

По характеру вулканомиктового материала среди отложений комплекса выделяются два типа разрезов.

К разрезам первого типа относятся отложения, вскрывающиеся в

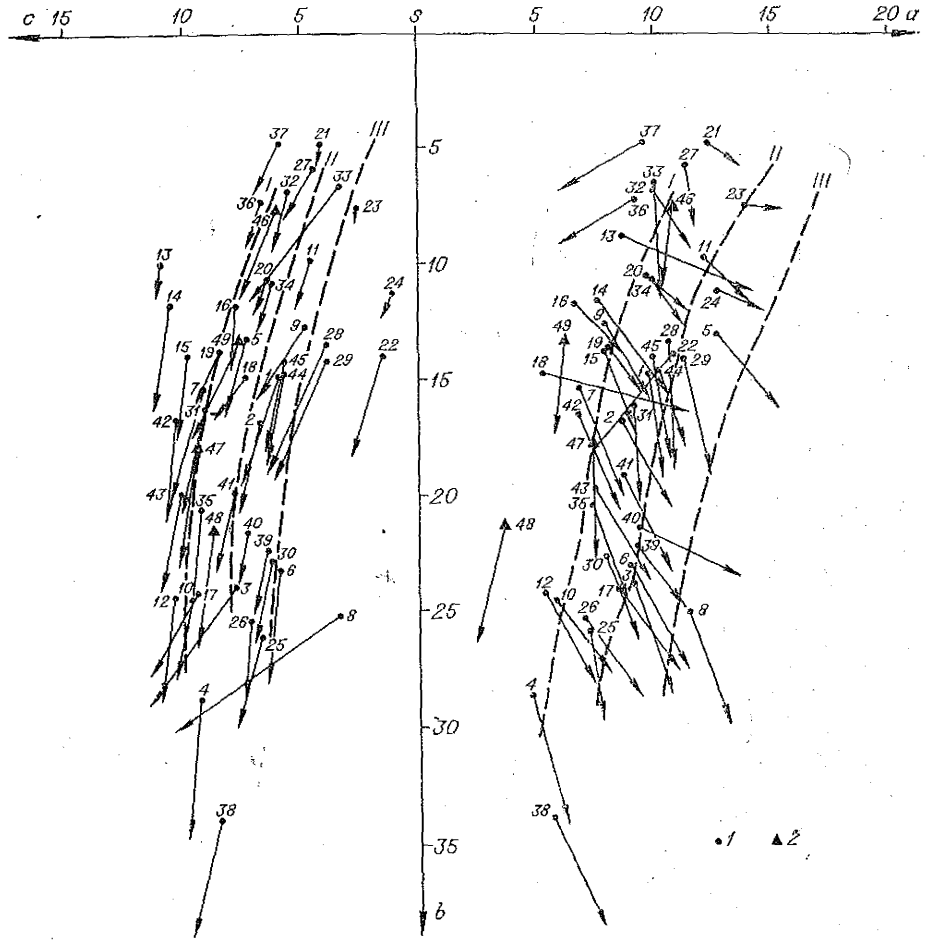


Рис. 33. Диаграмма химических состав пород охотской свиты по А. Н. Заварицком

1 — эффузивные и субвулканические породы; *2* — верхнемиоценовые (?) интрузивные породы. Вариационные линии те же, что на рис. 30. Номера на диаграмме соответствуют номерам анализов горных пород в табл. 15.

Таблица 17

охотской свиты

Na_2O	K_2O	P_2O_5	$S_{об}$	H_2O	п. п. п.	Σ	Район
1,86	0,50	Нет	0,43	5,61	4,00	100,61	Р. Аляска
2,26	0,27	0,01	0,01	4,27	3,12	100,11	»
3,72	1,72	0,08	0,14	2,69	2,64	100,74	»
4,93	2,17	0,09	0,36	0,34	0,72	99,97	»
3,77	2,11	Нет	0,10	1,39	1,22	100,54	Г. Маяк
1,98	2,94	Нет	0,06	1,84	2,85	99,88	»
3,45	0,94	Нет	0,04	0,97	2,71	99,50	»
2,67	0,52	0,08	0,58	2,56	2,56	99,66	Г. Дождевая
4,06	1,71	0,02	0,05	1,54	2,69	100,35	»
2,91	0,70	Не обн.	0,08	3,27	2,87	99,69	Бух. Фусса
1,94	0,75	0,01	Нет	4,35	5,01	100,24	Р. Тухарка
1,89	0,62	0,01	0,11	4,14	5,08	100,55	»

районе р. Аляски, вблизи м. Яугич (о. Шумшу), на участке м. Рыбачий — р. Океанская и в приводораздельной части хребта Левинсон-Лессинга (о. Парамушир).

Наиболее типичен разрез в районе устья р. Аляски. Здесь отложения охотской свиты непосредственно продолжают разрез среднепарамуширской свиты и не обнаруживают различий в условиях залегания. В туфах, туффитах и песчаниках охотской свиты часто встречаются чистые незамутненные кристаллы плагиоклаза (часто ювенильного характера — кристаллы спаяны со стекловатой основной массой) и обломки сравнительно слабо измененных вулканитов среднего состава со стекловатой и гиалопилитовой основной массой. Вулканическое стекло обычно чистое, незамутненное, часто с обособлениями палагонита. Встречаются и те обломки, которые преобладали в составе кластического материала среднепарамуширской свиты, но их количество значительно уменьшено. Вместе с тем изменения в составе обломков не приурочены к границе охотской свиты, условно проведенной по подошве мелкообломочных конгломерато-брекчий; смена пород обоих стратиграфических комплексов происходит на интервале порядка 350 м (по мощности).

В разрезах первого типа вулканомиктовые обломки по составу в общей своей массе близки к пирокластическим, отличаясь от них лишь своей сравнительно хорошей окатанностью.

Гораздо более сложные соотношения обнаруживаются в разрезах второго типа, характерных для большей части площади. Здесь наряду с вулканомиктовым материалом, не отличающимся по составу от пирокластического, присутствует большая масса «чуждых» обломков. Состав этих обломков в различных районах несколько различается. Так, в районе бух. Фусса вулканомиктовые обломки этого рода сложены преимущественно кислыми эффузивами; в окрестностях г. Северо-Курильска наряду с дацитами встречены обломки туфодиатомитов и алевролитов; в разрезе по р. Тухарке преобладают сильно измененные эффузивы основного и среднего состава и часто наблюдаются обломки туфодиатомитов и пропилитизированных туфов. В туфах, туффитах и вулканомиктовых песчаниках рассматриваемые обломки часто в той или иной мере обработаны; в мелкообломочных же конгломерато-брекчиях изредка попадаются угловатые глыбы до 0,5 м в диаметре. В ряде случаев (р. Пуйшария, м. Округлый, пос. Байково) значительная роль в сложении свиты принадлежит вулканическим брекчиям с обломками преимущественно основных вулканитов свежего облика; часть из них по форме напоминает вулканические бомбы.

Мелкообломочные разности пород обладают слоистостью разного типа. Часто встречается тонкая горизонтальная слоистость, обусловлен-

ная сменой гранулометрического состава осадков, нередко окрашенных в разные цвета. Широко распространен следующий тип чередования пород в разрезе: крупнозернистый туффит с хорошо выдержанной горизонтальной слоистостью за счет постепенного уменьшения величины обломков, выше по разрезу через средне- и мелкозернистые разности становится тонкозернистым; мощность пачки 2,5 м. На размытой поверхности тонких туффитов снова залегают крупнозернистые туффиты, которые вверх по разрезу становятся все более тонкими.

Подобное чередование пород создает нечто вроде ритмичности, которая сплошь и рядом нарушается появлением в любой части этого разреза слоев или линз туфов, туфодиатомитов, песчаников и алевролитов. Тонкие слоечки, сложенные пемзами, наблюдающиеся среди однородной массы иного материала, образуют прерывистую слоистость, которая бывает и горизонтальной, и наклонной. Косая и сложная слоистость чаще всего наблюдается в породах, содержащих пемзовый материал.

Условия накопления

Так же, как и в случае с аналогичными образованиями среднепарамуширской свиты, можно полагать, что грубообломочные вулканические брекчии образовались за счет разрушения вулканических построек. Центры вулканической активности, поставлявшие на земную поверхность преимущественно базальтоидные накопления, располагались: на Парамушире — в районах приустьевых частей рек Аляски и Пуйшарии и в окрестностях м. Курочкина; на Шумшу — в районах мысов Чибуйного и Дербешева. Существование вулканического центра в окрестностях р. Пуйшарии подтверждается и наличием здесь радиально расположенных даек (рис. 34). Источник поступления пемзового материала установить трудно. Возможно, пемзы генетически связаны с экструзиями андезитов и дацитов.

При определении условий формирования отложений вулканогенно-осадочного комплекса следует учитывать присутствие в разрезах песчаников, обогащенных магнетитом. Ю. А. Павлидис (1964, 1965), основываясь на изучении современных прибрежных отложений Курильских островов, указывает, что песчаные осадки, содержащие

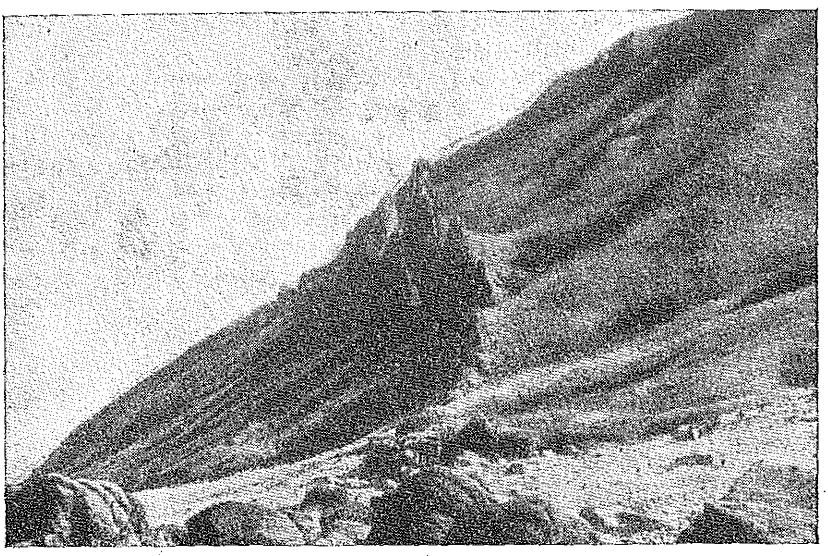


Рис. 34. Дайки среди отложений охотской свиты, район р. Пуйшарии.

значительную примесь зерен магнетита и рутила, формируются в настоящее время в мелком море на многочисленных отмелях и косах.

Особенности слоистости пород, тесная ассоциация в разрезах опоковидных песчаников, туфодиатомитов и песчаников, обогащенных магнетитом, прослои игнимбритоподобных туфов, остатки обугленной древесины, следы перемыва осадков, многочисленные прослои и линзы мелкообломочных конгломерато-брекчий — все это свидетельствует, на наш взгляд, о том, что на большей части территории Парамушира и Шумшу во время накопления осадков охотской свиты существовали мелководные бассейны типа относительно замкнутых заливов или лагун. Несколько иные условия осадконакопления можно предполагать для района м. Курочкина на Парамушире. Чередование в разрезах шаровых лав с тонкослоистыми туффитами, вероятно, говорит о существовании в этом районе несколько более глубоководного участка.

По мнению В. Н. Синельниковой (ГИН АН СССР), фауна, обнаруженная в отложениях охотской свиты на Охотском побережье о. Парамушир (район р. Аляски), обитала в более глубоководных условиях по сравнению с теми моллюсками, которые найдены на тихоокеанской стороне острова, в районе рек Прозрачной и Пуйшарии.

О взаимоотношении среднепарамуширской, охотской и океанской свит

Рассмотрим сначала взаимоотношение охотской и среднепарамуширской свит. Непосредственные контакты этих стратиграфических комплексов можно наблюдать в районе устья р. Аляски и вблизи водораздельной части хр. Левинсон-Лессинга. В обоих случаях условия залегания пород обеих свит близки. Как уже отмечалось, в верхних горизонтах среднепарамуширской и в нижней части охотской свит, распространенных в приустьевой части р. Аляски, несколько увеличивается содержание вулканомиктового материала, а в мелкообломочных конгломерато-брекчиях обнаружено значительное количество обломков туфов среднепарамуширской свиты. И хотя изменения в составе свит не приурочены к какому-либо горизонту, мы условно проводим нижнюю границу охотской свиты по подошве упомянутых конгломерато-брекчий.

Таким образом, можно думать, что в районе р. Аляски перед накоплением осадков охотской свиты существовал незначительный перерыв в осадконакоплении. В районе хр. Левинсон-Лессинга между отложениями обеих свит существуют постепенные переходы, данные о размыве не установлены. Нижняя граница охотской свиты проводится по появлению пемзосодержащих пород. В районах бух. Фусса, приустьевой части р. Прозрачной и на северо-востоке о. Шумшу породы охотской свиты выходят в непосредственной близости от отложений среднепарамуширской свиты и обладают сходными с ними условиями залегания. В нижних горизонтах охотской свиты в районе бух. Фусса и на о. Шумшу обнаружены окатанные обломки пород из среднепарамуширской свиты (в первом случае — дациты и риолиты, во втором — пропилитизированные туфы), поэтому можно считать, что в этих районах породы охотской свиты залегают на отложениях среднепарамуширской свиты с размывом. В районе р. Прозрачной взаимоотношения обеих свит, вероятно, являются согласными. Во всех остальных районах о принадлежности пород к охотской свите свидетельствуют находки фауны, а в тех местах, где она отсутствует — наличие пемзосодержащих пород.

На всех островах Большой Курильской гряды к океанской свите относят грубообломочные вулканические брекчии и лавы основного состава с линзами грубозернистых песчаников и гравелитов; в послед-

них нередко встречается фауна плиоценового облика. Из-за частого отсутствия в породах слоистых текстур условия залегания их большей частью остаются невыясненными, а особенности распространения свиты не дают возможности составить ее разрез. Нормальные стратиграфические контакты свиты с более древними образованиями известны всего лишь в двух-трех пунктах. На практике все это приводит к тому, что любые вулканические образования основного состава (достаточно «свежего» облика), вскрывающегося в изолированных обнажениях, относят к океанской свите.

Вместе с тем в составе охотской свиты на островах Парамушир и Шумшу (так же как в аналогичных отложениях и на других островах) известны грубообломочные вулканические образования, которые по своим особенностям ничем не отличаются от таковых океанской свиты. Именно поэтому в ряде случаев трудно решить, к какой свите следует относить отдельные выходы грубообломочных вулканических брекчий основного состава — к охотской или океанской. Для нас решающим аргументом в пользу принадлежности подобных пород к охотской свите является их ассоциация с пемзоносными отложениями. Однако, судя по близким фаунистическим комплексам, вполне вероятно, что в ряде случаев между отложениями верхней части охотской и нижними горизонтами океанской свит существуют фациальные переходы.

ОКЕАНСКАЯ СВИТА

Породы океанской свиты на Парамушире известны в узкой полосе на востоке острова и в пределах хр. Левинсон-Лессинга; на Шумшу отложения этого возраста распространены наиболее широко (см. рис. 26).

По ряду причин составить полный разрез свиты невозможно. Вследствие вулканогенного характера отложений, залегание пород остается большей частью невыясненным. Породы пронизаны многочисленными телами основного состава и обнажаются лишь в виде небольших узких изолированных полос. Кроме того, в ряде случаев сам факт принадлежности некоторых пачек горных пород к океанской свите (а не к охотской) является проблематичным.

Геологические разрезы

Разрезы на о. Шумшу

В районе м. Яугич (рис. 35, разрез 21) на неровный, несколько нарушенной поверхности алевритовых туффитов охотской свиты залегают лавы основного состава и вулканические брекчии, в обломках которых встречаются окрашенные в зеленые цвета пропилитизированные породы. В брекчиях преобладают включения размером 10—25 см. Несколько южнее в этих брекчиях увеличивается роль ожелезненных эффузивных пород. Видимая мощность брекчий около 15 м.

От м. Яугич отложения океанской свиты тянутся вдоль береговых обрывов до м. Юдина.

Несмотря на столь значительную площадь распространения, здесь трудно выяснить характер чередования и мощность пород в разрезе. Связано это с тем, что скальные обнажения (высотой 60—120 м), обрывающиеся прямо в воду, недоступны для непосредственных наблюдений. Более полные данные удается получить лишь в устьях некоторых крупных рек.

В районе м. Большого в нижней части обрыва вскрываются темноокрашенные среднеобломочные вулканические брекчии с угло-

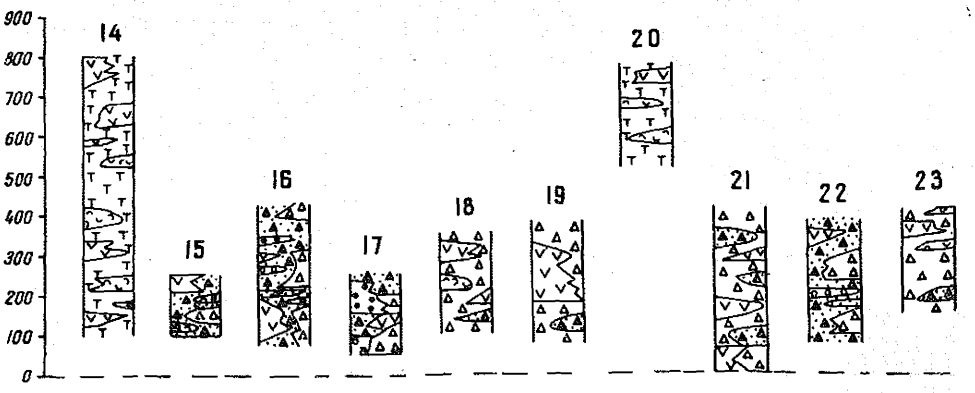


Рис. 35. Геологические разрезы океанской свиты. Усл. обозн. см. на рис. 27.

ватыми обломками, сложенными базальтами. Видимая мощность 40 м. Выше обнажается слоистая пачка рыжевато-серых грубозернистых туффитов, обогащенных обломками эффузивов основного состава; местами туффиты вверх по разрезу переходят в мелкообломочные конгломерато-брекчии. Видимая мощность 15 м.

Подобный разрез прослеживается до района р. Маячной. Непосредственно к северу от устья этой реки нижняя часть обрыва сложена мелко- и среднеобломочными вулканическими брекчиями, а верхняя — темноокрашенными лавами. Лавы внизу обладают мелкоглыбовой отдельностью, которая выше сменяется столбчатой. Видимая мощность 60 м.

Южнее, в окрестностях м. Кавачина разрез подобен тому, что описан в районе м. Большого.

В районе м. Юдина можно наблюдать контакт охотской и океанской свит. С северной стороны мыса на неровной, с глубокими (до 1,5 м) «карманами» поверхности пемзосодержащих туфов и туффитов охотской свиты лежат мелкообломочные конгломерато-брекчии океанской свиты. Видимая мощность конгломерато-брекчий 12 м. Обе свиты залегают очень полого, почти горизонтально. С другой, южной стороны мыса на породах охотской свиты залегают темноокрашенные вулканические брекчии и базальтовые лавы. Видимая мощность последних около 6 м. Сама область контакта задернована, однако «карманы» в породах охотской свиты отсутствуют. Обе свиты залегают очень полого.

В общем океанская свита на участке от м. Яугич до м. Юдина сложена пачкой разнообломочных вулканических брекчий с линзами туффитов и лав основного состава. Породы залегают или горизонтально, или наклонены к юго-востоку под углом 3—5°, реже 10°. На всем интервале протяженностью около 20 км зафиксировано большое количество субвулканических тел основного и среднего состава.

Видимая мощность разреза, вероятно, не превышает 400 м.

Более подробные сведения о составе и строении океанской свиты удалось получить на юго-западном побережье острова, в районе от м. Сакулина до м. Шумного и несколько северо-западнее последнего (рис. 35, разрез 22). Здесь развита сложно построенная пачка, состоящая из разнообломочных вулканических брекчий и конгломерато-брекчий с линзами грубозернистых туффитов и лав. При анализе обнажающихся здесь отложений по степени окатанности и размеру обломков не удалось уловить каких-либо закономерностей в распределении их по площади и разрезу. Можно лишь видеть, что наиболее распространены мелкообломочные вулканические брекчии, грубообломочные же разности встречаются реже. Интересно отметить, что грубообломочные брекчии тяготеют к местам наиболее широкого развития

субвулканических тел. Окатанность обломков в конгломерато-брекчиях самая различная: наряду с угловатыми, совершенно неокатанными обломками нередко обнаруживается хорошо окатанная галька. Однако наметить участки преимущественного развития тех или иных разновидностей как по площади, так и по разрезу невозможно. В брекчиях количество связующей массы, образованной грубозернистым туффитом, варьирует в широких пределах. Грубозернистые туффиты окрашены в темные и рыжевато-серые цвета и почти всегда содержат более крупные обломки. Лавы и лавобрекчии основного состава, встречающиеся в верхней части обрывов в районе бух. Шумной, наблюдаются в виде непротяженных линз среди обломочных пород. Обломочный материал сложен преимущественно эффузивами основного и среднего состава, реже наблюдаются обломки интрузивных и осадочных пород.

Видимая мощность описанного разреза около 200 м.

В районе м. Чакончи (рис. 35, разрез 23) обрывы сложены грубообломочными вулканическими брекчиями, которые окрашены в темные цвета, а в тех случаях, когда преобладает связующая масса,— в коричневато-серые. Нередко среди брекчий залегают прослои рыхлых гравелитов и грубозернистых туффитов. Вблизи м. Чакончи появляются маломощные (2,5—4 м) прослои лав. В некоторых случаях удается видеть, что грубозернистые туффиты наклонены по азимуту 120—140°, под углами 6—8°. Видимая мощность разреза около 300 м.

В различных участках о. Шумшу известны невысокие холмы (высотой до 250 м), сложенные, судя по высыпкам, неизмененными базальтами и андезитами. Эти образования, по-видимому, также относятся к океанской свите.

Разрезы на о. Парамушир

В северной части Парамушира, в районе пос. Левашова (рис. 35, разрез 19) обнажаются вулканические брекчии; средняя величина обломков 5—10 см, некоторые достигают 1 м. Как правило, обломки угловаты и не окатаны. Галька присутствует в небольшом количестве. Включения представлены двупироксеновыми андезитами, значительная часть которых имеет пористое строение. Цементирующая масса сложена рыхлым песчаным материалом, имеющим вулканическое происхождение. Песчаный материал часто образует самостоятельные прослои мощностью 50—75 см. Видимая мощность брекчий 10 м.

Общая мощность разреза 300 м.

На участке от м. Углевого до устья р. Океанской (рис. 35, разрез 18) распространены грубообломочные вулканические брекчии и мелкообломочные конгломерато-брекчии с линзами туфов и лав основного состава. Последние иногда обладают шаровой текстурой. Видимая мощность разреза около 250 м.

В районе мысов Двойного и Рыбачьего наблюдается несколько иной разрез океанской свиты (рис. 35, разрез 17). В районе первого из них развиты, наряду с лавами, мелко- и среднеобломочные брекчии, в цементирующей массе которых много обломков пемз, в ряде случаев слагающих отдельные прослои. Здесь же встречается мелкая окатанная галька основных эффузивов. С другой стороны бухты, у м. Рыбачьего, пемзы уже нет и обрывы сложены вулканическими брекчиями и лавами со скорлуповатой, иногда шаровой отдельностью, среди которых встречаются сглаженные валуны основных вулканитов.

Видимая мощность разреза 200 м.

Более полно удалось изучить разрез, вскрывающийся на участке от м. Рыбачьего до м. Крузенштерна (рис. 35, разрез 16, рис. 36).

На отдельных участках этого района в береговых обрывах высотой до 60 м вскрываются преимущественно вулканические брекчии,

конгломерато-брекчии и лавы основного состава. Большей частью эти образования залегают очень полого, почти горизонтально; вместе с тем в ряде случаев отмечены наклоны по азимутам 230, 120 и 90°, углы падения 15—20°.

Коричневатые и темно-серые лавы, обычно слагающие мысы, обладают главным образом массивным сложением, но местами в них различаются скорлуповатые, сфероидальные и, что реже, шаровые обособления, которые выделяются своей более темной окраской на фоне преобладающей массы коричневатого цвета. По краям этих

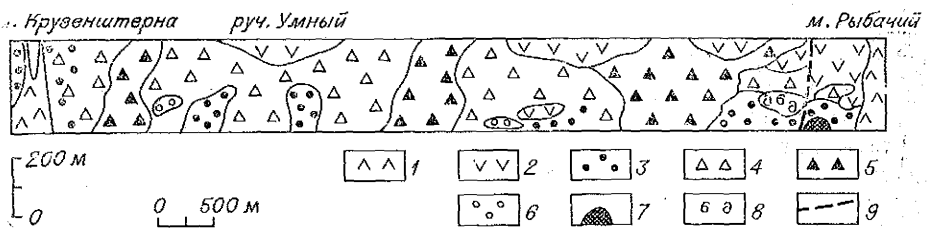


Рис. 36. Литологический профиль в районе м. Крузенштерна — м. Рыбачий:

1 — дайки; *2* — лавы массивного сложения; *3* — шаровые лавы; *4* — вулканические брекчии, конглобрекчии с обилием цемента; *5* — мелкообломочные брекчии с небольшим количеством цемента; *6* — конгломераты; *7* — валуны эффузивных пород; *8* — косослоистые и тонкослоистые пемзоносные отложения; *9* — разрывы.

«обломков» развиты корочки закала, а во внутренней части — поры, выполненные опалом. Иногда в лавах наблюдается столбчатая отдельность. Повсеместно развиты дайки и жилы основного состава.

Лавы сменяются по простиранию грубообломочными (до глыбовых) брекчиями, которые, в свою очередь, замещаются средне- и мелкообломочными разностями. Количество цементирующей массы в них обычно не превышает 50—60%; состоит она из крепко сцементированных обломков (не более 1 см) вулканических пород. Причем вместе с уменьшением величины обломков соответственно уменьшается и их содержание.

Еще на некотором удалении появляются мелко- и среднеобломочные конгломерато-брекчии, в которых изредка встречаются крупные угловатые глыбы; сравнительно хорошей окатанностью обычно характеризуются более мелкие обломки. В некоторых случаях можно видеть, что мелкообломочные конгломерато-брекчии ближе к океану (сменяются) конгломератами с галькой 5—10 см; более мелкая галечка в них концентрируется в прерывистые горизонты мощностью до 10 см. Цементирующая масса в конгломерато-брекчиях и конгломератах сложена желтовато-серыми среднезернистыми комковатыми туффитами, легко ломающимися руками на отдельные «орешки». Местами туффиты образуют самостоятельные прослои мощностью 0,8—1,0 м. Затем по простиранию в конгломерато-брекчиях наблюдается увеличение размера обломков (вплоть до появления глыб площадью в несколько квадратных метров) и они сменяются лавами, сходными с уже описанными.

В среднем величина обломков в брекчиях и конгломерато-брекчиях варьирует в пределах от 3—5 до 20—30 см. Обломки в них в целом близки по составу к лавам, образующим отдельные пачки; повсеместно встречаются ожелезненные разности и обломки, похожие по форме на вулканические бомбы. Важно отметить, что в брекчиях, расположенных вблизи от лавовых пачек, всегда присутствуют обломки с «луковичной», скорлуповатой отдельностью; здесь же попадаются отторженцы лавовых потоков (площадью до 3—5 м^2).

Видимая мощность разреза около 350 м.

Отдельные обнажения пород океанской свиты известны в районе р. Тухарки. Несколько севернее этой реки в обрывах морской террасы вскрываются (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Темно-серые, иногда с зеленоватым оттенком грубозернистые туффиты. Видимая мощность меняется с юга на север	От 3 до 5
2. Массивные желтовато-серые гравелиты, состоящие из слабо окатанных обломков эффузивов основного состава	6
3. Вулканические брекчии с обломками величиной от 5 до 30 см. Крупные обломки совершенно не окатаны, мелкие слабо окатаны. Обломки представлены пористыми базальтами	7

В районе м. Бакланьего обнажается пачка желтовато-серых и ржаво-бурых гравелитов, в которых обнаружено большое количество фауны. В гравелитах наблюдается грубая косая слоистость. Некоторые прослои гравелитов настолько насыщены раковинами моллюсков, что породы напоминают ракушняки. Наряду с целыми раковинами, много встречается разбитых и раздробленных створок. Видимая мощность гравелитов 30 м.

Севернее, вблизи руч. Тогурпи выходят массивные пропилитизированные гравелиты, местами переходящие в крупнозернистые песчаники. Гравелиты содержат фауну, которая насыщает отдельные пропластки мощностью до 30 см. Видимая мощность пород 6 м.

Общая видимая мощность отложений, распространенных в районе р. Тухарки, мыса Бакланьего и руч. Тогурпи достигает 200 м.

Кроме рассмотренных выше районов, на о. Парамушир известна другая крупная площадь развития отложений океанской свиты, приуроченная к хр. Левинсон-Лессинга (рис. 35, разрез 14). Строение свиты на этом участке удалось изучить по одному из ручьев, рассекающих юго-восточный склон горы Левинсон-Лессинга. Здесь вскрывается следующий разрез (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Базальты порфировые, серые, массивные и миндалекаменные. Среди общей массы вкрапленников наблюдаются единичные крупные (до 1,5 см) кристаллы плагиоклазов, окрашенные в розовый цвет. В приподошвенной части пласта наблюдается брекчированная ожелезненная зона мощностью 20 см	Около 8
2. Агломераты стально- и темно-серые, крепко сцементированные. Обломки представлены базальтами, описанными в сл. I, и эффузивами основного состава, в различной степени пористыми и пузыристыми. По величине обломки варьируют от 5—7 до 30—40 см. Связующая масса, которой очень мало, образована вулканическим материалом того же состава	20
3. Базальты темно-серые, плотные. Крупные вкрапленники плагиоклазов в них отсутствуют. В нижней, 3-метровой части эффузивов наблюдается толстоплитчатая отдельность. Выше в породах обнаруживается пористость и они становятся брекчированными . . .	7
4. Туфы среднезернистые, желтовато-серые; местами в них наблюдается подушечная отдельность. В туфах намечаются три горизонта мощностью по 30—40 см, которые обогащены мелкими остроугольными обломками эффузивов. Элементы залегания: азимут падения 210°, угол падения 3—5°.	2,5
5. Туфы среднезернистые, серые. Некоторые прослои в них также обогащены неокатанными включениями эффузивов (окатанная галечка попадается крайне редко). В породах, кроме того, обнаружено несколько неокатанных глыб эффузивов диаметром до 1 м. . .	3,5
6. Туфы, подобные описанным в слое 4	1,5
7. Агломераты, величина обломков в которых достигает 10 см. Обломки сложены пузыристыми эффузивами	4,5
Слои 4—7 разбиты вертикальными трещинами. . .	
8. Базальты порфировые темноокрашенные. В нижней части слоя породы разобщены на ряд глыб, промежутки между которыми заняты агломератами. В верхней части базальтов наблюдается столбчатая отдельность	8
9. Агломераты, подобные тем, что описаны в слое 2	6
10. Туфы грубозернистые, ржаво-бурые. На контакте с вышележащими породами они более ярко окрашены	1,5

	Мощность, м
11. Эффузивы порфировые, серого цвета, плитчатые, слегка пористые	8
12. Агломераты красновато-бурые и серые. Обломки, величина которых не превышает 10 см, представлены пористыми базальтами	1,5
13. Эффузивы порфировые, серого цвета, плитчатые. Породы наклонены по азимуту 230°, угол падения 15°	6
14. Базальты порфировые, светло-серые, выше сменяющиеся развалами ржаво-бурых и пористых базальтов	

Видимая мощность описанного выше разреза около 100 м.

Сходный состав и строение океанская свита имеет северо-восточное в районе горы Сигнальной, а также на горе Коряга (рис. 35, разрез 20). В районе последней видимая мощность пород не менее 250 м.

Видимая мощность разреза океанской свиты в районе хр. Левинсон-Лессинга около 700 м.

Общая мощность океанской свиты не превышает 700 м.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА

В целом, широко распространенные в разрезе океанской свиты лавы, вулканические брекчии, конгломерато-брекчии и агломераты образуют в совокупности вулканический комплекс, который по основным особенностям весьма напоминает подобный комплекс средне-парамуширской свиты. Поэтому остановимся несколько подробнее лишь на некоторых особенностях напластования вулканических брекчий и конгломерато-брекчий.

Эти породы характеризуются грубой стратификацией, обусловленной или различиями в величине обломков, или ориентировкой обломков в каком-либо направлении. Часто можно видеть, как в пределах слоев с довольно четкими границами раздела размер обломков увеличивается от подошвы к кровле; нередко наблюдается и обратная картина. Еще чаще величина обломочного материала изменяется постепенно и в таком случае границ раздела не видно. Ввиду того, что участки с различным типом стратификации чередуются между собой, четко выдерживающиеся по простиранию поверхности напластования отсутствуют, они становятся прерывистыми. Границы раздела не удается обнаружить и в тех случаях, когда среди массы в общем мелкообломочных брекчий появляются линзы более грубого материала. Интересно, что иногда участки, где развиты преимущественно окатанные обломки, располагаются среди угловатого, необработанного материала в виде прерывистых линз и примерно на одном уровне (длиной до 20—40 м, высотой 6—8 м). В породах псаммитовой и псефитовой размерности нередко наблюдается грубая косая слоистость (рис. 37). На этом же рисунке виден характер фациальной изменчивости пород.

Вулканомиктовый материал, образованный преимущественно базальтами и андезито-базальтами, по своему составу соответствует эффузивному и пирокластическому. Изучение пород свиты показывает их значительную свежесть; из вторичных минералов характерен палагонит.

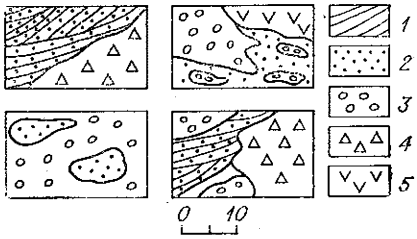


Рис. 37. Типы слоистости в отложениях океанской свиты:

1 — границы между слоями; *2* — грубозернистые песчаники и гравелиты; *3* — конгломераты и конгломерато-брекчии; *4* — грубообломочные вулканические брекчии; *5* — лавы основного состава.

Особенности химического состава эффузивных пород видны на рис. 38 и в табл. 18. Состав плагиоклазов в некоторых эффузивах показан в табл. 19. Химический состав туфов окенской свиты показан в табл. 20.

Вулканиты океанской свиты в основном относятся к андезито-базаль-

	1	2	3	4	5	6
SiO_2	56,50	56,48	59,35	56,61	60,07	53,57
TiO_2	0,67	1,25	0,51	0,44	0,49	0,42
Al_2O_3	17,23	17,88	16,94	17,24	18,36	16,10
Fe_2O_3	2,95	4,14	3,87	4,74	2,30	4,77
FeO	5,26	3,74	2,66	3,04	2,95	6,82
MnO	0,12	0,28	0,18	0,18	0,13	0,16
MgO	4,11	4,68	2,51	4,19	1,23	4,64
CaO	8,23	6,51	6,54	8,29	7,47	9,14
Na_2O	2,96	3,05	3,65	3,37	3,45	2,58
K_2O	1,20	1,18	1,03	0,80	1,67	0,96
P_2O_5	0,08	0,30	0,11	0,17	0,14	0,28
$S_{об}$	—	0,02	—	—	0,02	0,12
H_2O	0,05	0,32	1,24	0,46	0,22	0,53
П. п. п.	0,78	0,67	1,65	0,63	1,54	0,19
Σ	100,14	100,50	100,24	100,17	100,04	100,28
CO_2	—	—	—	—	—	—
a	8,5	9,6	10,0	8,7	10,6	7,2
c	7,5	7,5	6,8	3,2	7,7	6,7
b	17,6	16,2	12,2	21,7	8,1	23,6
s	66,4	66,7	71,0	66,4	73,6	62,5
f'	43,8	45,9	51,2	39,1	52,0	46,3
m'	40,7	50,2	36,5	33,6	26,0	34,0
c'	15,5	3,9	12,3	33,3	22,0	19,7
a'	78,8	81,8	84,3	87,1	76,0	78,8
n	—	—	—	—	0,6	—
t	—	—	—	—	21,0	—
φ	0,41	0,38	0,3	0,23	0,48	0,38
K_2O/Na_2O						

	14	15	16	17	18	19	20
SiO_2	65,71	53,82	52,01	49,33	56,47	51,39	53,64
TiO_2	0,33	0,53	0,32	0,34	0,64	0,63	0,52
Al_2O_3	15,46	19,42	21,16	19,68	18,34	21,23	19,39
Fe_2O_3	4,60	3,16	5,23	8,02	3,50	4,79	3,46
FeO	1,09	5,21	2,75	2,03	4,65	3,84	6,09
MnO	0,08	0,13	0,08	0,13	0,13	0,21	0,12
MgO	0,77	3,10	2,42	3,94	2,61	2,51	3,48
CaO	4,08	9,61	10,05	9,96	8,77	11,28	8,86
Na_2O	3,93	3,50	2,70	2,02	3,77	2,56	2,86
K_2O	1,78	0,12	0,64	0,20	0,69	0,24	0,42
P_2O_5	0,35	0,06	0,13	0,09	0,11	0,19	0,06
$S_{об}$	0,05	—	0,06	0,09	—	0,05	0,09
H_2O	1,18	—	1,27	2,65	0,23	0,89	0,59
П. п. п.	0,35	1,17	0,87	1,22	0,29	0,15	0,83
Σ	99,76	99,83	99,69	99,70	99,89	99,96	100,41
CO_2	—	—	—	—	—	—	0,82
a	11,6	8,2	7,6	5,4	8,7	6,6	7,4
c	4,8	10,4	12,0	12,2	8,4	12,5	10,2
b	6,8	15,9	14,4	19,0	15,2	16,1	17,1
s	76,8	65,0	66,0	63,4	67,7	64,8	65,3
f'	76,3	52,0	55,8	52,4	51,9	53,8	54,5
m'	19,5	35,1	32,1	39,5	30,2	28,7	37,0
c'	4,2	12,9	12,1	8,1	17,9	17,5	8,5
a'	—	—	—	—	—	—	—
n	77,1	98,2	88,0	94,3	88,5	95,5	92,0
t	—	—	—	—	—	—	0,6
φ	—	—	—	—	—	—	19,0
K_2O/Na_2O	0,45	0,04	0,24	0,1	0,18	0,1	0,15

Примечание. Тихоокеанское побережье о. Парамушир: *1* — 3032 — диабазовый порфирит, 3035 — андезит; *6* — 3060 — андезито-базальт; *7* — 3045 — диабазовый порфирит, дайка; *8* — 3048б — *12* — 3059б — базальт; *13* — 2249а — андезито-базальт из брекчии (колл. В. Н. Шилова); *14* — 3036г — *17* — 3042д — базальт; *18* — 3042е — андезито-базальт; *19* — 3042у — базальт из брекчии; *20* — 4414/15 — В. Н. Шилова); *23* — 2218д — андезито-базальт из брекчии (колл. В. Н. Шилова). О. Шумшу: *28* — 4421/15 — базальт из брекчии.

Аналитики: Л. Г. Воронова, М. Н. Зорин, З. В. Ивлева, Т. Исибаси, Л. К. Маркова.

пород океанской свиты

Таблица 18

7	8	9	10	11	12	13
49,74	46,63	50,06	49,08	49,23	50,31	53,83
0,51	0,67	0,37	0,54	0,37	0,43	0,91
18,56	16,32	21,48	21,11	18,56	19,52	19,44
2,84	6,6	3,49	4,86	7,29	4,96	4,62
6,59	6,1	5,85	6,25	4,27	6,51	5,06
0,18	0,13	0,14	0,17	0,14	0,17	—
5,37	5,23	2,69	2,41	3,50	3,95	3,01
10,84	7,56	9,73	10,96	10,20	9,63	9,21
2,2	2,02	3,31	2,51	2,59	2,56	2,79
0,36	0,33	0,48	0,13	0,48	0,54	0,66
0,1	—	0,17	0,11	0,25	0,08	0,04
—	—	0,11	0,03	0,07	—	0,11
1,26	5,19	1,43	0,71	1,77	0,51	0,16
0,92	2,94	0,47	0,89	1,27	0,63	0,33
99,47	99,72	99,78	99,76	99,99	99,80	100,17
—	—	—	—	—	—	—
5,7	5,9	8,7	6,3	7,0	6,8	7,6
10,6	9,5	11,5	12,7	10,1	10,7	10,0
22,0	23,9	16,1	18,3	21,5	20,5	16,4
61,7	60,7	63,7	62,7	61,4	62,0	66,0
43,3	54,4	59,5	62,9	53,4	55,2	56,0
45,0	41,7	31,1	25,0	30,2	35,1	33,0
11,7	3,9	9,3	12,0	16,4	9,7	11,0
90,0	92,1	92,0	97,5	89,3	89,1	87,2
—	—	0,59	—	—	—	12,1
—	—	20,0	—	—	—	25,5
0,17	0,16	0,14	0,05	0,19	0,21	0,24

21	22	23	24	25	26	27	28
48,75	51,66	53,58	43,73	48,86	47,34	52,23	49,60
0,70	1,39	1,74	0,54	0,67	0,57	1,07	0,64
16,07	17,86	16,93	19,48	20,27	21,53	16,06	19,79
8,14	7,12	4,05	5,48	4,75	2,35	4,44	5,02
1,54	2,69	6,03	3,17	2,99	6,89	6,26	3,33
0,16	0,09	0,20	0,36	0,18	0,15	0,11	0,08
6,71	3,78	3,00	7,89	4,06	4,09	4,88	4,71
8,46	9,24	8,02	3,59	9,49	13,0	7,60	9,11
2,96	3,39	4,63	1,59	3,15	1,91	3,17	3,02
0,91	0,40	0,94	1,73	1,57	0,14	1,17	0,63
0,30	0,24	0,15	—	0,05	—	0,16	0,15
—	0,10	0,08	0,06	0,07	0,09	0,15	0,21
4,0	1,58	0,64	5,62	1,73	0,39	2,17	2,2
1,70	0,89	0,56	6,26	1,77	1,18	0,57	1,09
100,4	100,43	100,55	99,50	99,61	99,63	100,04	99,58
—	—	—	—	—	—	0,11	—
8,4	8,6	11,8	6,5	10,0	4,8	9,1	8,1
7,2	8,4	5,6	4,7	9,7	11,1	6,6	9,8
25,0	19,4	19,1	35,0	18,9	24,0	22,4	19,4
59,4	63,6	63,5	53,8	61,4	60,1	61,9	62,7
36,6	47,4	50,5	24,5	41,0	40,3	46,7	43,9
48,5	34,7	27,0	40,7	44,5	32,2	39,1	47,2
14,9	17,9	22,5	—	14,5	27,5	14,2	8,9
—	—	—	34,8	—	—	—	—
82,8	93,2	88,2	59,0	76,1	97,0	80,0	88,8
—	—	—	0,8	1,08	1,0	1,4	0,9
—	—	—	14,3	23,8	9,0	18,0	24,0
0,31	0,12	0,2	1,1	0,5	00,7	0,37	0,21

дайка; *2* — 4267а — андезито-базальт; *3* — 3034 — андезит; *4* — 4250/2 — диабазовый порфирит, дайка; *5* — базальт из брекчии; *9* — 3056а — базальт; *10* — 3058 — базальт; *11* — 3058а — базальт из брекчии; дацит из брекчии. Хр. Левинсон-Лессинга: *15* — 3040 — андезито-базальт; *16* — 3042 — базальт; андезито-базальт; *21* — 4272 — базальт. Гора Коряга: *22* — 2218г — базальт из брекчии (колл. *24* — 4425/1 — базальт из брекчий; *25* — 4425д — базальт; *26* — 4425/11 — базальт; *27* — 4430/1 — базальт;

Н. Е. Нефедова, Л. Г. Пинчук, А. И. Слащева.

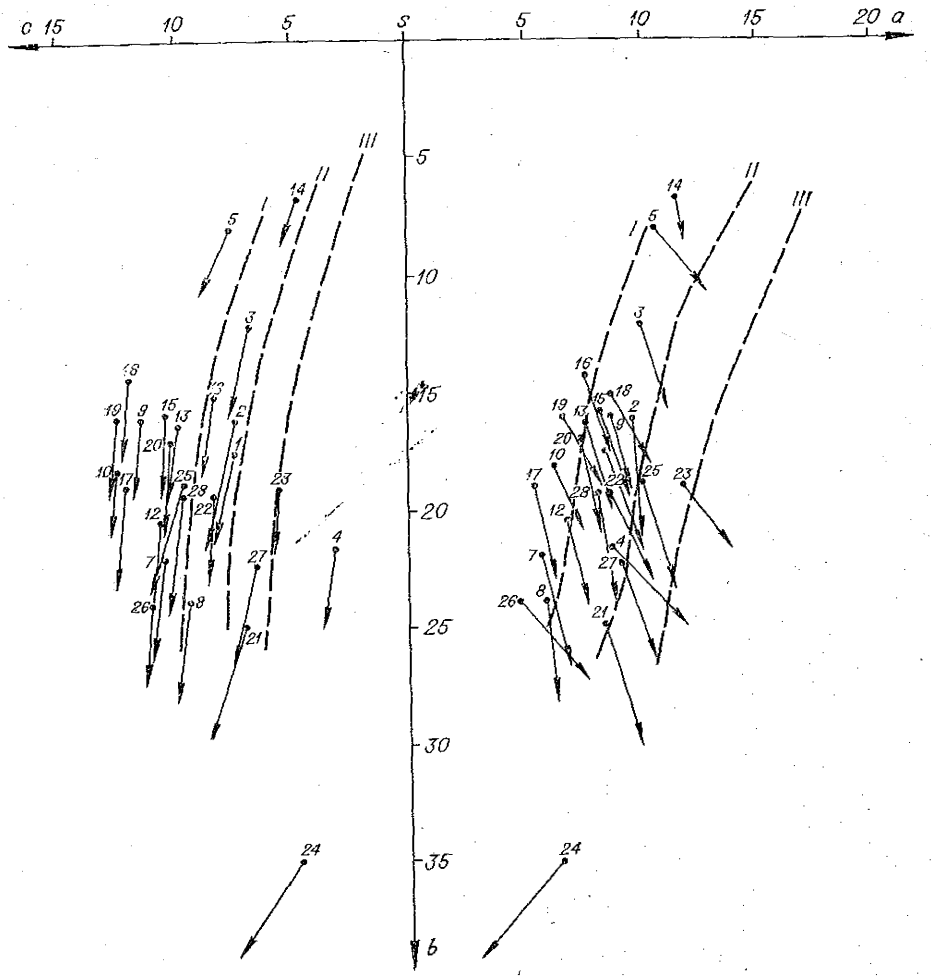


Рис. 38. Диаграмма химических составов пород океанской свиты по А. Н. Заварицкому. Вариационные линии те же, что на рис. 30. Номера на диаграмме соответствуют номерам анализов горных пород в табл. 18.

там и андезитам. Породы отличаются высокой известковистостью и глиноземистостью. В некоторых образцах обнаруживается повышенная щелочность, что связано с альбитизацией плагиоклазов. Эти же образцы характеризуются и относительно более высоким содержанием K_2O (пологий наклон векторов в левой части диаграммы). В целом эффузивные породы относятся к типу Пеле.

Условия накопления

В свите довольно четко выделяются три ассоциации горных пород.

Первая ассоциация пород, распространенная главным образом вдоль Тихоокеанского побережья обоих островов, образована вулканическими брекчиями, конгломерато-брекчиями и лавами; последние нередко обладают подушечной и шаровой отдельностью. Изредка здесь встречаются линзы конгломератов. Туфы, как правило, отсутствуют, хотя и наблюдается некоторое количество шлаков и вулканических бомб. Вулканомиктовый материал однороден и соответствует по составу эффузивам. В прослоях гравелитов и туффитов, в которых нередко наблюдается косая слоистость, обнаружена фауна. По мнению

Таблица 19

Оптические свойства и состав плагиоклазов в эффузивах океанской свиты (о. Парамушир)

№ шлифа	Район	Координаты двойниковой оси			Двойниковая ось	Ап, %	Характеристика кристаллов	Название породы
		Ng	*Nm*	*Np*				
4476/3	М. Двойной	45	59	61	010	88	Вкрапленник	Базальт
4475/1	Г. Арсеньева	44	63	59	010	90	,,	,,
4468/4	М. Крузенштерна	46	61	56	010	93	,,	,,
3058	М. Хмурый	50	57	55	010	91	,,	,,
3035	Р. Тухарка	55	86	35	001	83 (ядро)	Вкрапленник зональный	Андезит
		60	67	40	001	58 (край)		,,
3042п	Г. Левинсон-Лессинга	57	80	55	001	75 (ядро)	,,	,,
		60	,,	,,	,,	65 (край)		

В. Н. Синельниковой (устное сообщение), все виды, обнаруженные в этих породах, являются мелководными прикрепленными формами, приспособленными для обитания в зоне сильных волнений. О прибрежно-морской обстановке накопления осадков говорят также условия захоронения фауны. Таким образом, рассматриваемые отложения сформировались в прибрежно-морских условиях.

Вторая ассоциация развита в районе м. Двойного (о. Парамушир) и в окрестностях мысов Юдина и Яугич на о. Шумшу. В разрезах этого типа лавы и вулканические брекчии ассоциируют с опоковидными песчаниками и пемзосодержащими, часто косослоистыми туфами и туффитами. Иногда встречаются агломераты. В этих районах невозможно провести границу между породами океанской и охотской свит, хотя в ряде случаев можно видеть залегание грубообломочных пород основного состава (океанская свита) на расчлененной поверхности пемзосодержащих пород. В разрезах наблюдается смешение вулканомиктового и пирокластического материала различного состава, т. е. наряду с материалом базальтового состава. здесь присутствует некоторое количество пирокластики и вулканомиктового материала андезитового и дацитового состава; в вулканических брекчиях появляются обломки андезитов и пемз. Накопление осадков этого рода происходило, вероятно, в мелководных замкнутых водоемах.

Наконец, третья ассоциация горных пород образована агломератами и лавами с ожелезненными шлаковыми корками; указанные породы распространены в разрезе хр. Левинсон-Лессинга. Вулканомиктового материала здесь мало, а пирокластический идентичен по своему составу (основному) лавам. Эти отложения формировались в континентальных условиях.

Таблица 20

Химический состав туфов океанской свиты

Окислы	Образцы		Окислы	Образцы	
	3042 л.г. Левинсон-Лессинга	3036 а, р. Тухарка		3042 л.г. Левинсон-Лессинга	3036а, р. Тухарка
SiO_2	48,10	52,98	Na_2O	2,02	2,80
TiO_2	0,21	0,81	K_2O	0,34	0,89
Al_2O_3	20,27	16,96	P_2O_5	0,01	0,03
Fe_2O_3	8,33	6,69	Sоб	0,05	0,04
FeO	0,69	2,48	H_2O	4,41	2,80
MnO	0,06	0,13	П. п. п.	3,45	3,48
MgO	3,71	3,58			
CaO	8,04	6,80	Σ	99,69	100,47

Широкое развитие в разрезах всех трех типов грубообломочных пород и лавовых потоков свидетельствует о том, что вулканические центры этого времени находились в непосредственной близости от районов распространения отложений свиты.

СХЕМА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СЕВЕРНОЙ ГРУППЫ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

Для лучшего понимания этого раздела кратко рассмотрим современную структуру островов.

На территории островов Парамушир и Шумшу установлено существование четырех кулисообразно сочленяющихся антиклинальных складок (с северо-востока на юго-запад) — Северной, Аляскинской, Шелиховской и Фуссовской — и разделяющих их вулканотектонических депрессий — Байковской и Тухарско-Шимоюрской (рис. 39). Северная антиклиналь расположена на северо-востоке о. Шумшу. На остальной территории о. Шумшу и в районе Второго Курильского пролива на о. Парамушир находится Байковская депрессия. В северной части о. Парамушир располагается Аляскинская антиклиналь, к юго-западу она прослеживается до района рек Кохмаюри и Перевальная. Находящаяся далее к юго-западу Шелиховская антиклиналь сдвинута по отношению к Аляскинской складке к побережью Охотского моря. Всю восточную часть острова от р. Тухарки на юге и до м. Двойного на севере занимает Тухарско-Шимоюрская депрессия. Наконец, на юге острова расположена Фуссовская антиклиналь, большая часть которой перекрыта четвертичными вулканогенными образованиями хр. Карпинского.

Изложенный в предыдущих разделах материал по составу и строению третичных отложений, особенностям их фациальных изменений и современной структуре района дает возможность проследить основные этапы геологического развития островов.

В раннем и среднем миоцене вдоль кулисообразно расположенных и линейно вытянутых зон проницаемости располагались цепочки вулканов. Такого рода участки находились на северо-востоке о. Шумшу, вблизи водораздела рек Аляски и Заозерной, в районах пос. Шелихово и бух. Фусса. Наблюдающаяся в ряде случаев тесная связь вулканических брекчий с лавовыми накоплениями свидетельствует о том, что излияния лав, вероятно, время от времени сменялись периодами, когда шло преимущественно разрушение вулканических построек.

Ранее уже отмечалось, что между образованиями вулканического и вулканогенно-осадочного комплексов среднепарамуширской свиты существуют фациальные переходы. Если же учесть, что вулканические постройки иногда возвышались над уровнем моря, то можно предположить, что какая-то часть пород вулканогенно-осадочного комплекса накапливалась на склонах вулканического рельефа и, следовательно, их залегание не было близким к горизонтальному. Однако вулканический рельеф не был всюду одинаковым.

На о. Шумшу вулканический центр раннего — среднего миоцена располагался на юго-восточном крыле Северной антиклинали, о чем говорит развитие здесь вулканического комплекса среднепарамуширской свиты.

На севере о. Парамушир вулканический комплекс также смещен в сторону юго-восточного крыла Аляскинской антиклинали. Нижняя часть вулканогенно-осадочного комплекса среднепарамуширской свиты на северо-западном крыле складки сложена преимущественно туфами и туффитами при незначительной роли вулканомиктового материала. На юго-восточном крыле антиклинали, наоборот, исключи-

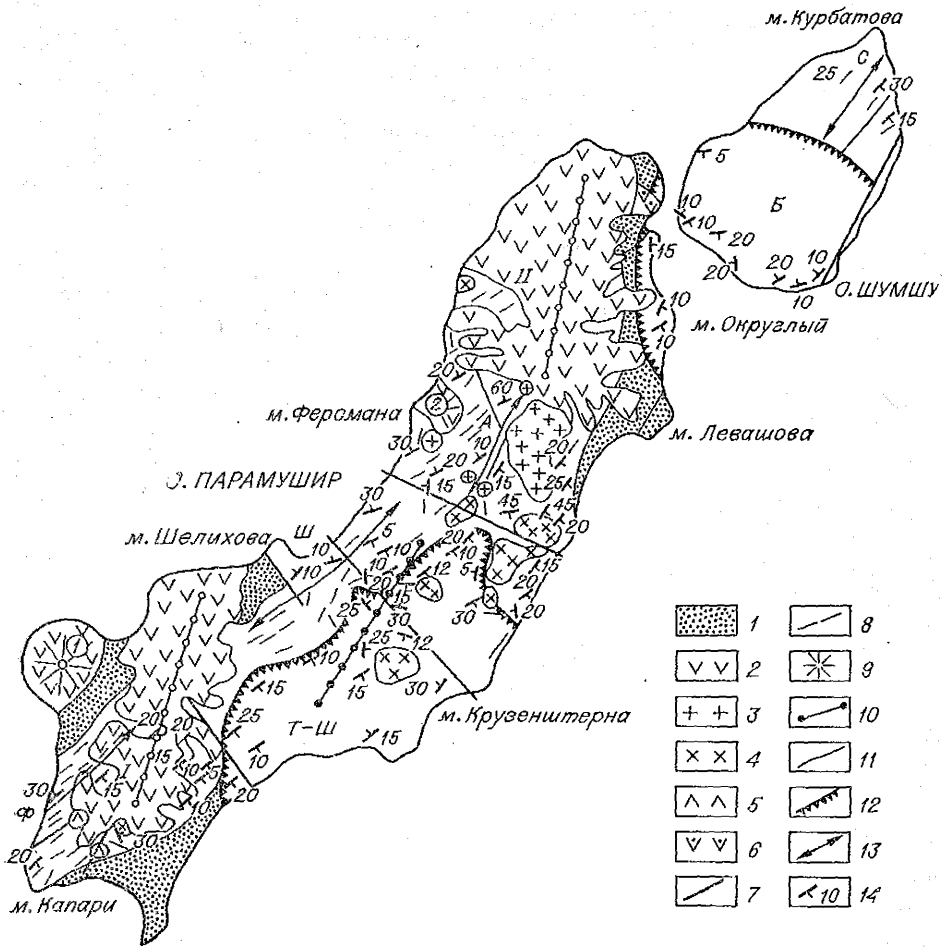


Рис. 39. Расположение структур на островах Парамушир и Шумшу:

1 — рыхлые четвертичные отложения; *2* — четвертичные вулканические образования; *3* — среднемиоценовые интрузивы; *4* — верхнемиоценовые интрузивы; *5* — неогеновые дациты; *6* — неогеновые субвулканические андезиты плато Аэродромного; *7* — разломы; *8* — осевые линии четвертичных вулканических хребтов (I — хр. Карпинского, II — хр. Вернадского); *9* — изолированные четвертичные вулканы (I — Фусса, II — Ферсмана); *10* — осевая линия хр. Левинсон-Лессинга; *11* — границы интрузивных и четвертичных образований; *12* — границы вулкано-тектонических депрессий (Б — Байковская, Т-Ш — Тухарско-Шимоюрская); *13* — антиклинали (А — Аляскинская, С — Северная, Ф — Фуссовская, Ш — Шелиховская); *14* — элементы залегания пород.

тельно широко развиты вулканомиктовые песчаники, вулканические брекчии и алевролиты. Пирокластические накопления здесь тоже присутствуют, но их количество подавлено массой вулканомиктового материала. По-видимому, значительная часть юго-восточного крыла складки была в это время относительно приподнятой, и здесь преобладали процессы размыва вулканической суши. На северо-западном крыле антиклинали существовали, как это было показано ранее, более глубоководные условия.

В районе пос. Шелихово большая часть северо-западного крыла Шелиховской антиклинали скрыта под водами Охотского моря. На юго-восточном крыле антиклинали вулканический комплекс среднепарамуширской свиты с размывом перекрывается отложениями вулканогенно-осадочного комплекса той же свиты; при этом в составе последнего преобладают вулканомиктовые песчаники и алевролиты. В нижних горизонтах разреза обнаружено несколько прослоев конгломератобрекчий со множеством обломков эффузивов из подстилающего комплекса. Очевидно, в этом районе в среднемиоценовое время вулканические

постройки разрушались водами моря. Северо-восточнее в разрезе вулканогенно-осадочного комплекса количество вулканомиктового материала убывает и начинают преобладать туфы и туффиты.

На побережье бух. Фусса вулканогенно-осадочный комплекс среднепарамуширской свиты выражен неотчетливо. Здесь на северо-западном крыле Фуссовской складки широко распространены вулканомиктовые накопления, представленные грубозернистыми песчаниками, конгломерато-брекчиями и брекчиями. Пирокластические образования встречаются редко. Среди вулканомиктовых пород в значительных количествах наблюдаются обломки ожелезненных базальтов и галечка алевролитов. Кроме того, по обе стороны от свода складки широко распространены вулканические брекчии. Все эти факты, видимо, говорят о значительных масштабах поднятия этого района.

На юго-восточном крыле складки эффузивы основного состава погружены под дацитовые и риолитовые лавы. Характер взаимоотношения этих столь разных вулканитов не совсем ясен. Заслуживают внимания два факта. Во-первых, в области контакта обнаружено несколько прослоев вулканических брекчий, состоящих в основном из обломков базальтов и андезитов; в небольшом количестве присутствуют обломки дацитов и риолитов. Во-вторых, кровля вулканических накоплений основного состава в целом неровная, глубина «карманов» достигает 10—12 м, ширина — 20 м. Естественно, с полной уверенностью об эрозионной расчлененности базальтов говорить нельзя из-за плохой обнаженности и сильной пропилитизированности этих образований. Изложенные факты по строению и составу отложений обоих крыльев антиклинали свидетельствуют о том, что, возможно, перед формированием эффузивной пачки кислого состава рассматриваемая территория испытала значительный подъем. Происходящие деформации и относительно слабая активность вулкана (в то время, как на остальной территории широко проявился эксплозивный вулканизм), возможно, способствовали дифференциации магмы, что и привело в конце среднего миоцена к излиянию дацитовых и риолитовых лав.

Таким образом, уже в раннем и среднем миоцене в районе существовали асимметрично построенные поднятия. Их северо-западные склоны были более крутыми, чем юго-восточные. Это подтверждается почти повсеместным существованием вдоль северо-западных окраин поднятий зоны крутонаклоненных пород и более крутым, в целом, наклоном северо-западных крыльев антиклиналей. Асимметрия рельефа подчеркивается и приуроченностью вулканического комплекса лишь к области юго-восточных крыльев и, частично, сводовых частей антиклиналей. Юго-восточнее поднятий располагались относительно мелководные, северо-западнее — более глубоководные участки морского дна. Любопытно отметить, что здесь «своего» магматизма почти не было: на этих участках происходила аккумуляция преимущественно того материала, который поступал с поднятий.

С ранне-среднемиоценовым этапом формирования структуры связано внедрение интрузивных массивов, сложенных преимущественно диоритами и кварцевыми диоритами. Массивы локализованы главным образом в присводовой части и на юго-восточном крыле Аляскинской антиклинали. Мелкие интрузивные тела имеют дайко- и штокоподобную формы. Центральный интрузивный массив пространственно совмещен с вулканическим центром ранне-среднемиоценового времени и является, вероятно, межформационным телом, согласным с простиранием вмещающих толщ.

В начале позднего миоцена в геологической истории района происходят существенные события.

В районе устья р. Аляски в верхних горизонтах среднепарамуширской свиты увеличивается роль вулканомиктовых образований вплоть

до появления в основании охотской свиты горизонтов мелкообломочных конгломерато-брекчий, а затем, выше по разрезу,— и грубообломочных вулканических брекчий. Состав кластического материала в последних свидетельствует скорее о разрушении какой-то вулканической постройки, нежели о размыве нижележащих отложений. Вместе с тем увеличение в разрезе среднепарамуширской свиты содержания вулканомиктового материала и значительное количество обломков подстилающих туфов и туффитов в мелкообломочных конгломерато-брекчиях, по всей видимости, связаны с постепенным выходом из-под уровня моря какой-то части территории. Ввиду того, что отложения обеих свит не обнаруживают различий в условиях залегания, можно думать, что эти поднятия не были резкими. На юго-восточном крыле Аляскинской складки образования охотской свиты представлены маломощными слоями туфов, туфодиатомитов и опоковидных песчаников, которые так же, как и подстилающие отложения, полого наклонены к юго-востоку. Непосредственные контакты отложений среднепарамуширской и охотской свиты наблюдать не удается.

Юго-западнее, в районе р. Тухарки, нижние горизонты охотской свиты насыщены обломками как эффузивных, так и осадочных пород; часто наблюдается галечка эффузивов основного и среднего состава. В районе бух. Фусса в базальных горизонтах охотской свиты часто встречается галечка дацитов и риолитов. Вряд ли можно сомневаться, что в это время происходило интенсивное разрушение уже сформировавшихся к тому времени антиклиналей Шелиховской и Фуссовской. Отсутствие резких различий в условиях залегания обоих стратиграфических комплексов объясняется тем, что нижние горизонты охотской свиты во всех районах формировались на склонах воздымающихся в то время антиклиналей и они нигде не перекрывали их сводовых частей. Существование приподнятых участков суши устанавливается и на северо-востоке Парамушира. Здесь в мелкообломочных конгломерато-брекчиях часто встречаются обломки эффузивов и галечка алевролитов. Сравнительно мало данных о развитии района Охотского побережья Парамушира, расположенного между р. Кохмаюри и пос. Шелихово. Однако на этом участке в отложениях среднепарамуширской свиты присутствуют горизонты грубозернистых туффитов и мелкообломочных конгломерато-брекчий, содержащих обильную галечку эффузивов основного состава. Эти горизонты приурочены к наблюдающемуся в современной структуре антиклинальному перегибу слоев в ядре Шелиховской складки. Следовательно, можно полагать, что уже в среднем миоцене здесь существовал приподнятый участок морского дна, который впоследствии причленился к соседним воздымающимся структурам.

Как уже говорилось, на о. Шумшу, как и на о. Парамушир, вулканический комплекс среднепарамуширской свиты смещен в сторону юго-восточного крыла Северной антиклинали. Можно полагать, что Северная антиклиналь уже в раннем и среднем миоцене существовала как самостоятельная структура. Условия залегания отложений среднепарамуширской и охотской свит на юго-восточном крыле складки близки. Вероятно, в начале позднего миоцена какая-то часть структуры вышла из-под уровня моря, так как в нижних горизонтах охотской свиты присутствуют редкая галечка базальтоидов и окатанные обломки туфов среднепарамуширской свиты.

Таким образом, в начале позднего миоцена уже были сформированы и существовали в виде тектонических поднятий все четыре антиклинальные складки — Фуссовская, Шелиховская, Аляскинская и Северная. Судя по составу обломочного материала, в нижних горизонтах охотской свиты наиболее интенсивные процессы разрушения воздымающихся складок были приурочены к бассейну р. Тухарки и к северо-восточной части Парамушира (район г. Северо-Курильска).

Возможно, в начале позднего миоцена вулканическая деятельность проявлялась в ослабленной форме, однако полностью она не прекратилась. Об этом можно судить по прослоям туфов основного и среднего состава в основании охотских слоев на территории обоих островов.

Вскоре вдоль расколов, обусловивших проницаемость земной коры для магматических расплавов, с новой силой возобновилась вулканическая деятельность. Положение кулисообразно расположенных расколов намечается по расположению вулканических центров: на о. Парамушир — в районах приустьевой части р. Аляски, вблизи м. Курочкина и р. Пуйшарии; на о. Шумшу — в районе мысов Чибуйного и Дербешева. Характерно, что зоны проницаемости этого времени смещаются в целом к крыльям ранее сформировавшихся складок. По-видимому, это связано с растяжением каких-то частей крыльев складок в связи с их воздыманием. В пределах рассматриваемого района можно выделить несколько участков с различающейся структурой и неодинаковым составом отложений.

Участки первого типа располагались вблизи выраженных в рельефе поднятий, и контуры бассейнов были вытянуты в соответствии с их простиранием. Здесь амплитуды поднятий были относительно невелики и в прогибах накапливались неплохо сортированные вулканомиктовые песчаники, туфодиатомиты и алевролиты (район устья р. Прозрачной и бух. Фусса). В ряде случаев в этих бассейнах возникали изолированные вулканы, которые быстро разрушались и, возможно, способствовали выравниванию рельефа и без того мелководных бассейнов (районы рек Пуйшарии и Аляски). Образования охотской свиты второго типа слагают крылья Аляскинской и Северной складок в районах м. Курочкина на Парамушире и м. Яугич на Шумшу. Неоднократное чередование в разрезах шаровых лав с тонкослоистыми туффитами, вероятно, может свидетельствовать о больших прогибаниях этих участков по сравнению с описанными ранее. К сожалению, нет никаких данных о характере сопряженных с этими прогибами поднятий. Можно полагать, что они были выражены в рельефе достаточно резко. Таким образом, в охотское время вдоль юго- и северо-восточных крыльев антиклинальных структур располагались прогибы с различной глубиной морского дна. Сочленение прогибов друг с другом остается невыясненным вследствие их разобщенности.

Наконец, участки третьего типа приурочены к депрессиям Байковской и Тухарско-Шимоюрской. Характер развития этих структур восстановить очень трудно из-за крайне плохой обнаженности. На площади Тухарско-Шимоюрской депрессии существовал мелководный бассейн, дно которого полого наклонено к югу и, по-видимому, изобиловало многочисленными уступами. Без подобного допущения трудно представить формирование многочисленных линз туфодиатомитов и магнетитовых песчаников, которые накапливались, очевидно, в среде с гидродинамически ослабленным режимом. В пределах бассейна вдоль различно ориентированных мелких разрывов, вероятно, большей частью сбросового характера, отдельные участки дна перемещались с различной амплитудой. Со склонов воздымающихся поднятий в эти участки временными потоками осносилась масса плохо сортированного, часто грубообломочного материала, что способствовало некоторому выравниванию рельефа и, возможно,— при условии соответствующего прогибания дна бассейна,— возникновению каких-то аккумулятивных форм, которые впоследствии не были полностью разрушены и облекались последующими накоплениями. Это объяснение наиболее приемлемо для тех случаев, когда в разрезе наблюдается ассоциация грубообломочных вулканических брекчий и мелкообломочных пород. Весьма вероятно также, что значительная роль в выравнивании рельe-

фа этих структур (их «заполнении») принадлежала вулканической деятельности.

Как видно из предыдущих разделов, в позднемиоцен — раннеплиоценовое время, наряду с локальными излияниями основных лав в районе широко проявился вулканизм кислого состава, в результате чего в мелководные бассейны поступило огромное количество пемзового материала. В нижних горизонтах охотской свиты широко распространены силлы основного состава, а пирокластические породы встречаются сравнительно редко. Вероятно, магма по каким-то причинам не имела свободного доступа к поверхности и задерживалась в очагах, что способствовало ее дифференциации и появлению кислых пород.

Среди отложений охотской свиты часто наблюдаются линзы пемзовых туфов со следами спекания обломков вплоть до появления игнимбритоподобных разностей; формирование подобных пород происходило, очевидно, уже в наземных условиях. Как уже сообщалось, в пределах собственно депрессий центры вулканической активности позднего миоцена — раннего плиоцена не обнаружены. Поэтому возникает предположение, что они или располагались в пределах антиклинальных складок, или вулканические постройки были уничтожены при катастрофических извержениях, подобно тому как это отмечается при некоторых исторических извержениях (Ритман, 1964). Возможно и третье объяснение, на котором остановимся подробнее.

Прежде всего отметим, что размеры Тухарско-Шимоюрской депрессии весьма близки к размерам антиклиналей. С другой стороны, предположение о том, что депрессия существовала с самого раннего миоцена рядом с крупными длительно развивающимися антиклинальными складками, выглядит слишком маловероятным. В связи с этим возникает мысль о существовании на площади, ныне занятой депрессией, еще одной крупной антиклинали, свод которой впоследствии обрушился. Ось этой складки была несколько смещена к юго-востоку по отношению к оси аляскинской складки. С какими процессами в таком случае могло быть связано обрушение свода складки и образование депрессии? Прежде чем ответить на этот вопрос, обратимся к особенностям рассматриваемой территории, среди которых наиболее важны следующие.

1. Значительная часть депрессии выполнена пемзовыми накоплениями.

2. Для этого района характерна чрезвычайно сильная нарушенность, причем отмечаются радиальные и кольцевые разрывы.

3. Отмечается большая насыщенность территории магматическими образованиями различного возраста и разнообразного типа.

Приведенные факты можно объяснить тем, что в этом районе происходили вулкано-тектонические явления типа кальдерных провалов. Как известно (Влодавец, 1947; Горшков, 1967; Мархинин, 1967), с образованием кальдер часто генетически связаны извержения больших масс пемзовой пирокластики. По периферии депрессии (в районе мыса Колхозного) обнаружены небольшие экструзивные тела дацитов. В соответствии с высказанным предположением указанные дацитовые тела можно рассматривать как экструзивные купола, генетически связанные с образованием кальдеры. Вероятно, обрушение свода поднятия было связано с извержением больших масс магматического материала и, как следствие этого, проседанием кровли магматического очага. Амплитуду подобного рода опусканий оценить трудно, но, по-видимому, она не превышала 300—500 м.

Таким же образом можно объяснить и образование Байковской депрессии. Характер сопряжения депрессий со смежными антиклиналями остается невыясненным. Поля распространения пемзосодержащих отложений на карте (см. рис. 26) имеют вид крупных изометричных пятен,

границы которых как бы ссекут под разными углами антиклинальные складки. Формирование депрессий в целом приурочено к границе миоцена и плиоцена. К концу раннего плиоцена территория депрессий оказалась приподнятой над уровнем моря и вследствие большой рыхлости пемзосодержащих отложений подвергалась интенсивному эрозионному расчленению.

В позднем плиоцене вдоль ориентированных в северо-восточном направлении зон проницаемости возникает новая цепь вулканических построек. Вулканы этого времени характеризуются преимущественно основным составом магматического материала. Устанавливаются следующие закономерности в пространственном расположении участков проницаемости. Одни из них вытягивались вдоль краевых частей антиклинального поднятия; здесь часто фиксируются прибрежно-морские фации отложений. Другие «вторгались» в пределы уже сформированного поднятия и располагались на территории Тухарско-Шимоюрской и Байковской депрессий; в этих районах формирование вулканогенного материала происходило главным образом в континентальных условиях. Бросается в глаза любопытное обстоятельство: вулканические накопления хр. Левинсон-Лессинга располагаются точно в пределах площади Тухарско-Шимоюрской депрессии. Возвращаясь к вопросу о кальдерных опусканиях, интересно отметить, что, по данным вулканологов (Влодавец, 1947), внутри кальдер после периода обрушений часто появляются новые вулканические конусы, образованные основными эффузивами. С точки зрения пространственных закономерностей магматизма заслуживает внимания сам факт смещения зоны проницаемости в сторону центральной части антиклинальной структуры. По-видимому, это связано с тем, что именно эта часть структуры оставалась еще «незанятой» магматическими массами. С другой стороны, лавовые потоки в районе хр. Левинсон-Лессинга распространялись только в сторону Тихого океана, подчеркивая тем самым наметившуюся ранее асимметрию в строении о. Парамушир. Особо следует отметить, что в пределах о. Шумшу позднеплиоценовый вулканизм проявился в гораздо меньшей степени, чем на Парамушире и, возможно, закончился раньше. Что же касается Парамушира, то, судя по морфологии вулканических форм хр. Левинсон-Лессинга, вполне вероятным является предположение об отсутствии перерыва в вулканической деятельности на границе плиоцена и четвертичной эпохи.

В четвертичное время вулканические постройки, за исключением двух изолированных вулканов, располагались вдоль зон проницаемости, ориентированных в субмеридиональном направлении. Необходимо отметить, что простирание подобных зон предыдущего этапа — от раннего миоцена до плиоцена включительно — было северо-восточным. Создается впечатление, что ориентированные в северо-восточном направлении зоны проницаемости полностью, если так можно выразиться, исчерпали свои возможности. Четвертичные вулканы сконцентрированы в пределах двух хребтов — Вернадского и Карпинского. История формирования рельефа территории в четвертичное время рассмотрена В. И. Федорченко и В. Н. Шиловым (1966) на примере северной части о. Парамушир. Эти исследователи считают, что вулканическая деятельность в районе проявлялась на протяжении всего четвертичного периода и протекала на фоне дважды проявившихся оледенений (соответственно в среднем и позднем плейстоцене).

Таким образом, в четвертичное время на территории о. Парамушир вулканогенные образования накапливались главным образом в наземных условиях; на о. Шумшу образовались озерные и делювиальные осадки; к западу и востоку островов сформировались морские осадки.

Итак, мы проанализировали состав и строение неогеновых разрезов островов Парамушир и Шумшу; в общих чертах рассмотрели палео-

географическую обстановку на отдельных этапах геологической истории района и основные особенности магматической деятельности; осветили морфологию тектонических структур и историю их формирования. Подведем некоторые итоги.

1. Формирование антиклинальной структуры островов на протяжении всего кайнозоя шло постепенно, по единому структурному плану и без резкого и повсеместного усиления движений — фаз складчатости. Антиклинальная структура в виде кулисообразно расположенных антиклиналей и вулкано-тектонических депрессий полностью сформировалась в раннем плиоцене. Характерно сравнительно простое строение складок и отсутствие резких различий в дислоцированности разновозрастных отложений. В современной структуре наблюдаются элементы асимметрии: северо-западные крылья антиклиналей наклонены более круто, чем юго-восточные. Подобная асимметрия наблюдается и в строении современного рельефа островов — как в надводной, так и в подводной части (Канаев, Ларина, 1959); более того, аналогичные особенности были свойственны рельефу уже в раннем и среднем миоцене. Отмечается приуроченность современных депрессий — в районах р. Тухарки и Второго Курильского пролива — к областям соответственно Тухарско-Шимоюрской и Байковской депрессий. Приведенные факты говорят об унаследованном характере движений с раннего миоцена до антропогена включительно.

2. Неогеновые отложения островов Парамушир и Шумшу характеризуются следующими основными особенностями: 1. Смешанный — эффузивно-пирокластический и вулканогенно-осадочный состав отложений. Подавляющую массу обломочного материала составляют продукты вулканизма. Осадочный («нормально-осадочный») материал образуется в результате разрушения вулканических построек, обработки пирокластических выбросов и в процессе размыва стратифицированных вулканогенных толщ. 2. Отложения всех стратиграфических комплексов образовались за счет местных источников сноса. Роль каких-либо других источников поступления обломочного материала не установлена. 3. Близость источников сноса и областей аккумуляции осадков, выявляющаяся по частому и пестрому чередованию фаций как по латерали, так и в стратиграфической последовательности. 4. Широкое развитие прибрежно-морских, континентальных и мелководных отложений и их частая перемежаемость в разрезе. 5. Значительное количество местных размывов и несогласий. 6. Сравнительно небольшая (порядка 4000 м) мощность всего неогенового разреза. Для сравнения укажем, что мощность неогеновых отложений в Восточно-Камчатском прогибе достигает 8 000—12 000 м («Геология СССР», т. XXXI, 1964).

В целом, геологический разрез образован двумя комплексами горных пород — вулканическим и вулканогенно-осадочным. В четвертичное время в пределах островной суши (на Парамушире) формируется вулканический комплекс, а в прилегающих участках акваторий накапливаются осадки, состоящие преимущественно из продуктов разрушающейся суши и пирокластики, т. е. образуется тот же вулканогенно-осадочный комплекс. В соответствии с различиями в строении подводного рельефа находится и состав современных осадков: с юго-восточной стороны островов они более грубозернисты и хуже обработаны, чем со стороны Охотского моря (Безруков, Мурдмаа, 1959). Подобная же зональность в распространении отложений четко устанавливается и в раннем — среднем миоцене. В частности, мы предполагали, что какую-то роль в образовании осадков среднепарамуширской свиты, распространенной вдоль охотской стороны о. Парамушир, могли играть мутьевые потоки.

Вулканический комплекс формировался на склонах вулканических построек в прибрежно-морских и континентальных условиях. Образова-

ние вулканогенно-осадочного комплекса происходило в мелководных участках шельфа и в бассейнах типа внутриконтинентальных заливов или лагун. Условия кайнозойского осадконакопления были очень непостоянными.

На различных стратиграфических уровнях набор пород и строение комплексов остаются в общем однотипными, меняется лишь их роль в разрезе и состав вулканического материала. Таким образом, весь комплекс неогеновых отложений островов следует относить к одной вулканогенно-осадочной формации. Если рассматривать формацию как единое геологическое тело, то она представляет собой ряд разобщенных в пространстве и разрезе вулканических комплексов, находящихся среди вулканогенно-осадочных отложений.

3. Изучение неогеновой вулканогенно-осадочной формации показывает, что ее состав и строение в основном отражают эволюцию вулканической деятельности на протяжении неогенового периода. Изучение магматических образований, входящих в состав формации, показало следующее. 1. Магматические проявления сопряжены с линейно вытянутыми зонами проницаемости земной коры, которые в неогеновое время были ориентированы в северо-восточном направлении, а в четвертичную эпоху — в субмеридиональном. Несмотря на некоторое изменение ориентировки зон проницаемости, четвертичный вулканизм является продолжением позднеплиоценового этапа вулканической деятельности. 2. Вулканическая деятельность на территории островов происходила в общем непрерывно, то несколько усиливаясь, то ослабевая. В неогеновом разрезе отсутствуют пачки «нормально-осадочных» пород, которые могли бы свидетельствовать о существенных перерывах в вулканической деятельности. 3. В развитии вулканизма намечается некоторая цикличность: в начале и конце кайнозойского этапа (соответственно в раннем — среднем миоцене и позднем плиоцене) состав извергавшегося материала был преимущественно основным и средним; в середине этапа (поздний миоцен — ранний плиоцен) преобладали более кислые продукты вулканизма. Наряду с этим в середине этапа отмечаются кратковременные периоды проявления основного вулканизма. 4. По петрографическому составу вулканиты представлены полным набором пород ряда базальт — андезит — дацит — риолит при преимущественном развитии андезитов. 5. По своим петрохимическим особенностям вулканогенные образования неогеновой формации относятся к тихоокеанскому семейству известково-щелочного ряда и характеризуются насыщенностью кремнеземом, низкой щелочностью и повышенной глиноземистостью и известковистостью.

Все изложенное выше позволяет, в соответствии с представлениями Ю. А. Кузнецова (1964), относить вулканические породы неогеновой вулканогенно-осадочной формации к андезитовой эффузивной формации. Необходимо отметить, что андезитовая формация Курильской дуги имеет более широкий объем, так как включает, наряду с неогеновыми, и четвертичные вулканические образования, не рассматриваемые в настоящей работе.

ГЛАВА V

ВЕРХНЕМЕЛОВАЯ И НЕОГЕНОВАЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ — ФОРМАЦИИ ГЕОАНТИКЛИНАЛЬНЫХ ПОДНЯТИЙ

ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ И НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Геосинклинальная область любого времени представляет собой совокупность участков прогибаний и поднятий — геосинклиналей и геоантиклиналей (Архангельский, Шатский, 1933). «Самым существенным отличием геоантиклиналей от соседних геосинклиналей,— пишет Н. С. Шатский,— является то, что формации, которыми сложены эти положительные структуры, чрезвычайно резко отличаются от формаций сопряженных с ними геосинклиналей. В первых колонка пород обычно значительно меньшей мощности, чем во вторых, геосинклинали характеризуются отсутствием перерывов или слабым их развитием; наоборот, в геоантиклиналях особенно часты перерывы и несогласия. Формации, слагающие геоантиклинали, кроме меньших мощностей, отличаются особым составом» (Шатский, 1946, стр. 11). В дополнение к этому Н. П. Херасков указывает, что «поднятия отличаются от прогибов своими более мелководными или даже континентальными фациями» (Херасков, 1967, стр. 277). Развивая дальше эти положения, М. В. Муратов (Муратов, Цейслер, 1968) предлагает выделять в геосинклинальных областях три парагенеза формаций, отвечающие различным типам структур: 1) геосинклинальным прогибам, 2) геоантиклинальным поднятиям, 3) срединным массивам. Два первых типа обладают признаками, присущими собственно геосинклинальным формациям.

Некоторые особенности верхнемеловых и неогеновых отложений Курильских островов (сравнительно небольшая мощность отложений; широкое развитие прибрежно-морских, континентальных и мелководных образований, их перемежаемость в разрезе, причем в ряде случаев наблюдаются переходы по латерали континентальных фаций в прибрежно-морские и мелководные; значительное количество местных размывов и несогласий) дают основание рассматривать эти отложения как геологические формации, характерные для геоантиклинальных поднятий. Что же касается состава формаций, то весьма показательно отсутствие кремнистых толщ и типичных ритмично построенных пачек (флиша). Последние, как известно, наиболее характерны для собственно геосинклинальных прогибов.

К выводу о том, что накопление осадков происходило не в глубоководном троге, приводит и анализ палеогеографии. Как мы видели, формирование основной массы мезокайнозойских осадков происходило в отдельных бассейнах, разделенных друг от друга поднятиями.

Материалы по геологическому строению островов Малой Курильской гряды показывают, что геоантиклинальное поднятие Малых Курил существовало уже в кампанском веке позднемеловой эпохи. Характерно преобладание в составе верхнемеловых отложений вулканических пород, относящихся к спилито-диабазовой формации. Пока неясна причина появления щелочного оливин-базальтового вулканизма, характерного, по мнению Ю. А. Кузнецова (1964), для консолидированных участков земной коры. Однако этот вулканизм не являлся «чуждым», а был связан с определенным этапом развития геоантиклинали Малой гряды.

В противном случае, вероятно, не наблюдалось бы прекращения вулканической деятельности известково-щелочного состава в период активности щелочного вулканизма.

Формационный анализ неогеновых отложений Большой Курильской гряды проводился нами на примере пород островов Парамушир и Шумшу. Следует заметить, что специальные исследования, посвященные истории геологического развития других островов, пока не проводились, однако общность формационного состава неогеновых отложений вдоль всей гряды Больших Курил (Пискунов, Гаврилов, 1970) позволяет считать тектонический режим всей области в целом однотипным. Геоантиклинальное поднятие Больших Курил существовало с самых ранних этапов известной нам геологической истории островов — с раннего миоцена. Формирование геоантиклинального поднятия Больших Курил неразрывно связано с развитием магматизма. Особенности кайнозойских вулканитов свидетельствуют о принадлежности вулканических пород Большой Курильской гряды к андезитовой эффузивной формации. Интрузивные комплексы относятся к типу габбро-диорит-гранодиоритовых формаций и эквивалентны андезитовой формации. По Ю. А. Кузнецову (1964), обе формации характерны для областей геоантиклинальных поднятий геосинклинальных систем прошлого.

Для того, чтобы полнее обосновать предположение о геоантиклинальной природе Больших и Малых Курильских островов, необходимо хотя бы в общей форме познакомиться с геологическим строением прилегающей к островам территории, так как выделение крупных тектонических форм (геосинклиналей и геоантиклиналей) всегда основывается на сравнительном анализе тектонических и формационных особенностей различных зон внутри геосинклинальной области.

Сведения о составе и мощностях отложений, распространенных в геосинклинальных прогибах Курильской геосинклинальной области, весьма малочисленны и основаны преимущественно на геофизических данных («Строение земной коры...», 1966; Марков и др., 1967).

В расположенной к северу от геоантиклинали Больших Курил Южно-Охотской впадине распространены рыхлые осадки мощностью от 3 до 5,5 км. В районе Северных Курильских островов в этой зоне, по данным П. Л. Безрукова и И. О. Мурдмаа (1959), распространены алеврито-глинистые и глинистые диатомовые илы. И. П. Карташов (Марков и др., 1967), подсчитавший возраст слоя рыхлых осадков, считает, что его накопление произошло главным образом в неогеновое и четвертичное время.

В Срединно-Курильском прогибе распространены, судя по данным ГСЗ, главным образом вулканогенно-осадочные образования мощностью от 3 до 6 км. Срединно-Курильский прогиб возник, вероятно, в раннем миоцене, тогда же, когда и геоантиклиналь Больших Курил.

Современное осадконакопление в Курильском желобе охарактеризовано слабо, поэтому мы привлечем данные и по другим глубоководным впадинам. Как показывают океанологические исследования (Сысоев и др., 1960; Безруков, 1960; Безруков, Лисицын, 1961), на дне и в нижней части склонов желобов широко развиты алеврито-глинистые и глинистые илы, а также биогенно-кремнистые осадки; обнаружены прослои вулканического пепла; на крутых склонах встречается более грубый материал — галечники и пески. Грубые осадки считаются «инородными»; они, по-видимому, приносятся суспензионными потоками со склонов рядом расположенных вулканических хребтов. В районах Бугенвильского и Марианского желобов были подняты образцы шаровых базальтовых лав (Петелин, 1964). Особенно важны данные о наличии среди желобов осадков с градационной структурой, что дает основание предполагать большую роль в их формировании мутьевых потоков и оползней (Петелин, 1957; Ericson a oth., 1952). Можно считать, что

формирующиеся в желобах осадки близки по своему типу к флишевым толщам, характерным для типичных геосинклинальных прогибов. Г. Б. Удинцев и А. Л. Яншин («Тектоника Евразии», 1966) считают, что время заложения желобов различное, но во всех случаях достаточно древнее: от середины мезозоя до палеогена. Можно предполагать, что Курило-Камчатский геосинклинальный прогиб возник в позднем мелу. Мощность вулканогенно-осадочных пород на северном склоне прогиба, ближе к зоне антиклинального поднятия Малых Курил, местами достигает 6—7 км.

Курильская геосинклинальная система состоит из ряда сопряженных тектонических структур — геоантиклинальных поднятий и геосинклинальных прогибов. О составе и строении формаций, слагающих геоантиклинальные поднятия, достаточно подробно говорилось ранее. Об особенностях синхронных отложений, выполняющих геосинклинальные прогибы, данных пока еще немного. Однако по аналогии с современным осадконакоплением в глубоководных впадинах можно предположить, что в их пределах происходит накопление флишевых, граувакковых и кремнистых толщ. По-видимому, к ним близки, например, отложения Восточной Камчатки (Эрлих, 1969; Храмов, Салин, 1966). Причем основным источником материала для геосинклинальных прогибов являются прилегающие к ним геоантиклинали.

Таким образом, рассмотренные в работе формации геоантиклинальных поднятий Больших и Малых Курил, характеризующиеся обилием грубообломочных и мелководных отложений, а также большим количеством местных несогласий и размывов, в латеральном направлении, по-видимому, сменяются комплексами пород, состоящими преимущественно из тонкозернистых осадков с отсортированной слоистостью, либо биохемогенными и вулканогенными образованиями.

О ПРИРОДЕ ФУНДАМЕНТА И СОВРЕМЕННОЙ СТАДИИ РАЗВИТИЯ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

Относительно природы фундамента Курильской островной гряды среди исследователей нет единой точки зрения. Некоторые геологи высказывают мнение о существовании здесь герцинского складчатого фундамента, а на месте современного Охотского моря — срединного массива «Охотии» (Власов, 1964, и др.). Но присутствие складчатого фундамента в этом регионе, прежде всего, не подтверждается геофизическими данными. «Массив «Охотия»,— как указывает И. А. Соловьева,— по мощностям осадочных образований, их градиентам и внутренней структуре в пределах геофизически изученной части Охотского моря не может быть выделен и оконтурен» (Марков и др., 1967, стр. 177).

Изучение верхнемеловых и неогеновых отложений Малых и Больших Курильских островов приводит к выводу о том, что они формировались лишь за счет местных источников сноса. Далее мы указывали на то, что на протяжении всего кайнозоя северо-западные склоны Северных Курильских островов отличались значительной крутизной. Этот факт также исключает привнос сюда обломочного материала со стороны гипотетической «Охотии». Если предположить, что заложение Курильской островной гряды произошло на восточной окраине «Охотии», то вулканогенные образования Курил обладали бы свойствами вулканических наложенных поясов. Однако, по данным Е. К. Устиева (1965), в пределах Восточно-Азиатского наложенного вулканического пояса, служащего эталоном подобных структур, преимущественно развиты дацитовые и риолитовые лавы. К тому же, эти эффузивные образования формировались лишь в континентальных условиях. Наконец, изучение вещественного состава ксенолитов в лавах

курильских вулканов также говорит об отсутствии складчатого фундамента в основании гряды (Родионова, 1970). Подавляющее число ксенолитов обладает высокой основностью и характеризуется «габбровым» парагенезисом главных породообразующих компонентов. Показательно полное отсутствие эклогитов, гранатовых и шпинелевых перидотитов.

Более обоснованными нам представляются взгляды Н. П. Васильковского (1963, 1968), П. Н. Кропоткина (1958, 1965), Г. П. Вергунова (1964), которые считают, что Курильская геосинклинальная система заложилась на коре океанического типа. Об этом же свидетельствует и основной состав самых ранних вулканических извержений на Курильских островах.

Среди исследователей, признающих геосинклинальную природу Курильских островов, также нет единого мнения о современной стадии развития этой области. Многие исследователи вслед за Н. С. Шатским считают, что начавшееся в третичное или более раннее время геосинклинальное развитие региона продолжается и ныне (Муратов, 1957; Святловский, 1967; Желубовский, 1964; Хаин, 1964; и др.). Другие геологи полагают, что мезокайнозойский этап развития области закончился после проявления сахалинской фазы складчатости (в конце плиоцена) и заложение современной геосинклинали произошло в конце четвертичного времени (Власов, 1964; Кропоткин и др., 1965; Красный, 1966; и др.). Более вероятной мы считаем первую точку зрения. О незавершенности геосинклинального развития, прежде всего, говорят такие факты, как отсутствие региональных фаз складчатости и крупных батолитоподобных интрузивных массивов. Мы пытались показать также, что в прогибах, заложившихся в позднемеловое и раннемиоценовое время, геосинклинальное осадконакопление продолжается до настоящего времени.

ОСОБЕННОСТИ ЛИТОГЕНЕЗА ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

В связи с выводом о геоантиклинальном типе формаций Курильских островов интересно проанализировать основные черты литогенеза в этой зоне. Остановиться на этом вопросе важно и потому, что в общем вулканогенно-осадочный тип литогенеза, его особенности в различных районах изучены пока недостаточно.

Весь мезокайнозойский разрез Курильских островов слагается двумя комплексами пород — вулканическим и вулканогенно-осадочным. Эти комплексы часто выделяются в самостоятельные стратиграфические подразделения (например, все свиты на Малой гряде и океанская свита и ее аналоги на островах Больших Курил), в других случаях эти комплексы входят в состав одной свиты и нередко фациально замещают друг друга (например, в среднепарамуширской свите на Северных Курилах). Изучая вулканические комплексы пород, при образовании которых вулканизм явно преобладал над процессами седиментации, мы можем получить довольно полную картину вулканической деятельности определенного периода. Изучение вулканогенно-осадочных комплексов позволяет воссоздать ход процесса седиментации, выявить закономерности этого процесса.

Стратификация

Строение отложений мезокайнозойского разреза Курильских островов довольно разнообразно. Наряду с пачками с тонкой ритмичной слоистостью наблюдаются грубослоистые и неслоистые пачки.

Каждый из выделенных комплексов — вулканический и вулканогенно-осадочный — характеризуется своим набором пород и своими особенностями строения.

Вулканические комплексы слагаются лавами, лавобрекчиями, агломератовыми туфами, вулканическими брекчиями и конгломерато-брекчиями. Незначительное участие в строении комплексов принимают конгломераты, гравелиты и песчаники.

Лавы и лавобрекчии, как правило, слагают отдельные потоки мощностью от 1 до 10 м или образуют однородные пачки мощностью до 80 м. Отдельность эффузивов преимущественно массивная или глыбовая, нередки шаровые лавы. Лавовые потоки часто по простиранию и по разрезу переходят в вулканические брекчии и конгломератобрекчии.

Вулканические брекчии и агломератовые туфы в большинстве случаев лишены слоистости и обычно представляют собой беспорядочное нагромождение обломков без следов сортировки и окатанности. Иногда наблюдается слабо выраженная слоистость благодаря некоторой сортировке и ориентации обломочного материала. Переходы между слоями постепенные.

Конгломерато-брекчии в разрезе тесно связаны с вулканическими, часто замещают их по простиранию. Слоистость в конгломерато-брекчиях выражена более четко, чем в эффузивах и вулканических брекчиях; обусловлена она изменением размеров обломочного материала по разрезу. Нередко смена обломков различной размерности происходит быстро, и в этом случае границы между слоями резкие, постепенные переходы отсутствуют. Конгломерато-брекчиям присуща горизонтальная слоистость, косая встречается реже и приурочена главным образом к более мелкообломочным разностям пород. Конгломераты, гравелиты и песчаники слагают незначительные по мощности, четко слоистые пачки и нередко связаны с конгломерато-брекчиями постепенными переходами или залегают среди них в виде линз.

В целом для пород вулканического комплекса характерна резкая фациальная изменчивость; отдельные слои и пачки часто выклиниваются, наблюдается изменение содержания, размера и степени окатанности обломков в пределах одного слоя. Нередки внутриформационные несогласия.

В вулканогенно-осадочных комплексах часто встречается ритмичная слоистость. Наблюдаются все три типа ритмичности — прямая, обратная и маятниковая.

На Малых Курильских островах широко распространены отложения типа турбидитов с однонаправленной градационной слоистостью (*graded bedding*). Пачкам пород с таким типом слоистости сопутствуют многочисленные следы обвалов, оползней, брекчированные породы, причудливо-изогнутые линзы аргиллитов.

Там, где пачки состоят только из вулканомиктовых пород, как правило, наблюдается тонкое ритмичное чередование их с постепенным погрубением обломочного материала к кровле ритма. Слоистость в этих случаях горизонтальная, реже — косая. Последняя характерна для прослоев титаномагнетитовых песчаников и пемзосодержащих пород.

Появление в разрезах прослоев туфов, туффитов и тефроидов довольно резко сказывается на строении ритмов. Пирокластические породы слагают пачки мощностью до 50 м. От вулканомиктовых разностей они отделяются четкими резкими границами, часто неровными, с заливами. Нередко пирокластические разности слагают своеобразные ритмы, двух- (туф — тефроид) или трехчленные (тефроид — туф — тефроид). Иногда намечается постепенный переход от пирокластических пачек к вулканомиктовым. В этом случае ортотуффиты слагают верхние горизонты пирокластической пачки, а паратуффиты — нижние горизонты осадочной.

Мощность ритмов варьирует в широких пределах. Наряду с породами типа «ритмитов» (Ботвинкина, 1965), в строении которых можно

разобраться только с помощью микроскопа (рис. 40), встречаются ритмы мощностью 30—50 м. Как правило, мощность ритмов зависит от мощности пирокластических пород в пачке и от размерности обломочного материала, слагающего породы данного ритма.

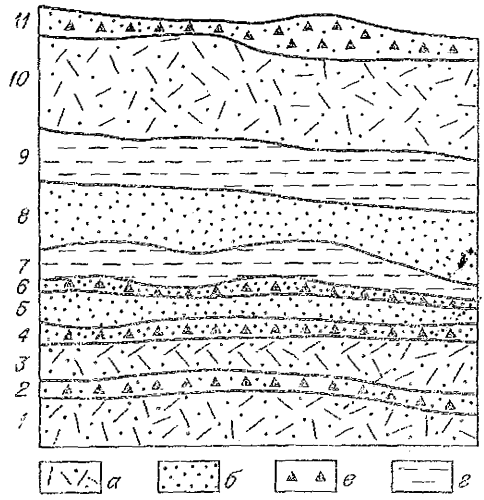


Рис. 40. Тонкое переслаивание пород в вулканомиктовом ритме (зарисовка шлифа):

а — прослои с обломками вулканического стекла; *б* — прослои без обломков вулканического стекла; *в* — прослои, обогащенные рудным минералом, *г* — глинистые прослои.
1 — тонкообломочный туффит с рогульками вулканического стекла и остатками диатомей (1,6 мм); *2* — алевролит с обломками титаномагнетита (0,64 мм); *3* — аналогичен слою 1 (1,12 мм); *4* — алевролит, обогащенный обломками титано-магнетита (0,8 мм); *5* — алевролит (1,12 мм); *6* — аналогичен слою 2 (0,32 мм); *7* — алевролит (0,96 мм); *8* — аналогичен слою 5 (2,4 мм); *9* — алевропелит с остатками микрофауны (1,6 мм); *10* — туффит с рогульками вулканического стекла (3,2 мм); *11* — цеолитизированный туффит с обломками рудных и темноцветных минералов и рогульками вулканического стекла (0,6—0,96 мм).

При сравнении с типичными флишевыми толщами в отложениях вулканогенно-осадочного комплекса обнаруживаются существенные отличия:

1. В пределах всего комплекса не наблюдается постоянства литологического состава каждого элемента ритма, как это установлено для ритмов флишевых отложений. Даже в тех редких случаях, когда ритмы состоят из одинаковых элементов, в разных ритмах соотношение того или иного материала — кристаллокластики, вулканического стекла, и т. п. — всегда крайне изменчиво.

2. Отсортированная слоистость во многих слоях отсутствует.

3. Следы размывов в основании ритмов устанавливаются далеко не всегда.

4. В основании ритмов не наблюдаются следы гиероглифов.

5. Пелитовый материал как самостоятельный элемент ритмов отсутствует.

Приведенный материал свидетельствует, на наш взгляд, о том, что характер чередования пород вулканогенно-осадочного комплекса связан главным образом с периодичностью поступления в бассейн различного по своим размерам эксплозивного материала. Какая-то часть этого материала, вероятно, отлагалась турбидными потоками.

ГРАНУЛОМЕТРИЯ, СОРТИРОВКА

Размерность обломочного материала в вулканогенно-осадочных породах варьирует в широких пределах. Отложения вулканического комплекса представлены преимущественно грубообломочными породами — вулканическими брекчиями, конгломерато-брекчиями, конгломератами, гравелитами. Песчаники внутри этих комплексов, как правило, крупно- и грубозернистые, а роль их в разрезах очень мала. Породы отличаются плохой сортировкой, образуют невыдержанные по мощности прослои и фациально замещаются эффузивными образованиями.

В составе вулканогенно-осадочных комплексов участвуют главным образом псаммитовые и алевритовые породы. Степень их сортировки зависит от содержания вулканических компонентов в породе. Так, появление среди тонких вулканомиктовых обломков литокластических ком-

понентов (а их размер обычно превышает 0,1—0,3 мм) сразу ухудшает сортировку породы. Сформировавшийся в результате туффит по гранулометрическому составу и степени сортировки будет отличаться от подстилающей его вулканомиктовой породы. Аналогичная картина получается при попадании пепловых частиц в грубозернистый осадок.

На рис. 41 показан гранулометрический состав пород малокурильской свиты из двух различных фациальных зон: с о. Шикотан, где влияние вулканизма на процесс седиментации было минимальным, и с о. Танфильева, где это влияние сказалось в наибольшей степени. График гранулометрического состава вулканомиктовых пород с о. Шикотан отличается одновершинностью; у кристаллокластических туфов наблюдается двувершинность. Породы хорошо сортированы, обломки размером более 1 мм среди песчаных разностей не встречаются. В основном размеры обломков 0,1—0,05 мм. На о. Танфильева все песчаники имеют двувершинный график гранулометрического состава, а для туфов и тефроидов характерна многовершинность.

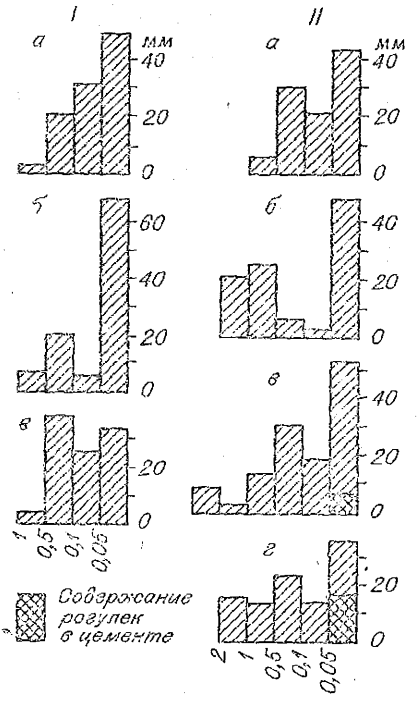


Рис. 41. Гранулометрический состав разных типов пород малокурильской свиты.

I — северная фациальная зона, о. Шикотан: *а* — песчаник, *б* — кристаллокластический тефроид, *в* — кристаллокластический туф; II — южная фациальная зона: *а* — песчаник, о. Зеленый, *б* — песчаник, о. Танфильева, *в* — лито-витро-кристаллокластический тефроид, о. Танфильева, *г* — лито-витро-кристаллокластический туф, о. Танфильева.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ

Обломочный материал пород верхнемелового и неогенового разрезов довольно существенно отличается друг от друга. Остановимся на тех особенностях состава обломочного материала, которые являются общими для всего мезокайнозойского разреза Курильских островов.

Обломки пирокластической и вулканомиктовой фракций играют ведущую роль в строении как меловых, так и неогеновых пород. В большинстве случаев эти обломки по составу сходные, что затрудняет их диагностику. Наиболее четко (из-за резкого отличия вулканизма маастрихтского времени от кампанского) удается распознавать пирокластический и вулканомиктовый материал в отложениях малокурильской свиты. Особенно легко диагностируются обломки ювенильной фракции. Несколько труднее распознаются резургентные обломки, но здесь на помощь приходит их характерная форма. Различия в составе пирокластических и вулканомиктовых компонентов в породах малокурильской свиты позволили нам на примере отложений этой свиты наиболее четко воссоздать картину влияния вулканизма на процесс седиментации в зоне вулканогенно-осадочного литогенеза. В породах мезокайнозойского разреза Курил собственно терригенных обломков мало. Самостоятельных типов пород они не образуют, хотя примесь их в некоторых породах Малой гряды достигает 10—15%.

ОСОБЕННОСТИ БАССЕЙНА

Верхнемеловые и неогеновые отложения Курильских островов формировались в бассейне особого типа. К отличительным чертам этого бассейна следует отнести: 1) активный вулканизм в течение всего

процесса седиментации; 2) изолированность бассейна от консолидированных участков суши; 3) питание обломочным материалом исключительно за счет размыва «местных» источников сноса (вулканов) и продуктов вулканических извержений; 4) формирование пород на склонах растущего подводного палеохребта (геоантиклинального поднятия) с расчлененным рельефом; 5) преобладание вулкано-терригенной седиментации над хемогенной. Эти особенности сказались на составе и облике осадков, среди которых встречаются как отложения, свойственные депрессиям (турбидиты), так и отложения мелководных прибрежно-морских зон (титано-магнетитовые песчаники).

Вся область развития позднемеловых и неогеновых отложений характеризуется неравномерным распределением собственно вулканических и вулканомиктовых образований как на площади, так и в разрезе. Разрезы имеют специфическое строение: тонкослоистые разности типа «ритмов» чередуются с неслоистыми грубозернистыми породами, строение обычных осадочных ритмов нарушается появлением пирокластических слоев. Последние часто слагают собственные «вулканогенно-осадочные ритмы», которые чередуются в разрезе с осадочными.

О ТИПИЗАЦИИ ФОРМАЦИЙ

Верхнемеловые отложения Малых Курил и неогеновые отложения Большой Курильской гряды относятся к одному и тому же типу формаций. Образование их происходило в сходных тектонических и физико-географических условиях.

Следуя принципам типизации вулканогенно-осадочных формаций (Хворова, 1963), отложения Курильских островов следует относить к типу морских вулканогенно-осадочных формаций с резким преобладанием вулкано-терригенной седиментации над хемогенной и активным развитием вулканизма. В качестве примера такой формации И. В. Хворова и М. Н. Ильинская (1963) приводят отложения ирендыкской свиты Южного Урала. Отложения ирендыкской свиты на Южном Урале (верхнемеловые — в пределах Малой Курильской гряды и неогеновые — на Больших Курилах) формировались в основном в области подводных архипелагов (палеохребтов) с резко расчлененным рельефом и поднимающимися из-под уровня моря отдельными вулканическими постройками.

Отличительной особенностью мезокайнозойского разреза Курильских островов является отсутствие здесь собственно терригенных (нормально-осадочных) пород и таких пород, как яшмы и известняки, которые среди ирендыкских отложений встречаются довольно часто. Таким образом, роль вулкано-терригенной седиментации в вулканогенно-осадочных формациях Курильских островов выражена еще более резко, чем в ирендыкской формации. Сопоставление геоантиклинальных формаций Курильских островов с соответствующими формациями Алтае-Саянской складчатой области (Пинус, 1960), Горного Алтая (Волков, 1966), Сихотэ-Алиня (Елисеева, 1959) и Карибского региона (Чехович, 1966) наряду с различиями показало их значительное сходство.

Знакомство с литературными источниками указывает на довольно слабую изученность геоантиклинальных зон многих складчатых областей, что в большинстве случаев связано с их сильной метаморфизованностью. Именно поэтому анализ формационного состава отложений Курильских островов важен не только для выяснения истории геологического развития этой области. Сведения о формациях современных геоантиклинальных поднятий позволят в дальнейшем искать аналоги таких структур в геосинклинальных системах прошлого.

ЛИТЕРАТУРА

Архангельский А. Д., Шатский Н. С. Схема тектоники СССР.— «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1933, т. 11, вып. 4.

Безруков П. Л., Зенкевич Н. Л., Канаев В. Д., Удинцев Г. Б. Подводные горы и вулканы Курильской островной дуги.— В сб.: Молодой вулканизм СССР. Тр. лаб. вулк., вып. 13, 1953.

Безруков П. Л. Донные отложения Охотского моря.— «Труды Ин-та океанологии АН СССР», т. 32, 1960.

Безруков П. Л., Лисицын А. П. Основные черты осадкообразования в дальневосточных морях в четвертичное время.— В сб.: Материалы Всесоюзн. совещ. по изуч. четвертичн. периода, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Безруков П. Л., Мурдмаа И. О. Донные осадки Северо-Курильского района.— «Труды Ин-та океанологии АН СССР», т. 36, 1959.

Белоусов В. В., Рудич Е. М. О месте островных дуг в истории развития структуры Земли.— Сов. геология, 1960, № 10.

Бродская Н. Г., Гаврилов В. К., Пискунов Б. Н. Вулканогенно-обломочные породы кайнозойских отложений Сахалина и Курил и особенности их формирования.— В сб.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, 1970.

Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости.— Тр. ГИНа, вып. 119, 1965.

Васильковский Н. П. К проблеме островных дуг.— В сб.: Геол. и металлогения сов. сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Васильковский Н. П. Особенности строения и геологическая история северо-азиатской ветви Тихоокеанского пояса.— В кн.: Геология зоны перехода от азиатского материка к Тихому океану. М., «Наука», 1968.

Вергунов Г. П. Очерк геологии и металлогении южной части Курильского архипелага.— Тр. СахКНИИ, вып. 10, 1961.

Вергунов Г. П. Тектоника и основные черты геологического развития Курильских островов.— В кн.: Докл. сов. геол. на XXII сессии Международного геологического конгресса. Проблема II. Гималайский и альпийский орогенез. М., «Недра», 1964.

Власов Г. М. Камчатка, Курильские и Командорские острова — звено островных дуг Восточной Азии.— В кн.: Геология СССР, т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова, ч. I. Геологическое описание. М., «Недра», 1964.

Влодавец В. И. Отрицательные вулканические формы рельефа.— Уч. зап. Московск. обл. пед. ин-та. Тр. кафедры геогр. фак., вып. 4, 1947.

Волков В. В. Основные закономерности геологического развития Горного Алтая. Новосибирск, «Наука», 1966.

Гаврилов В. К. История формирования геоантиклинального поднятия Больших Курил (на примере северной группы островов).— Автореферат дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. М., 1970.

Гаврилов В. К. Неогеновая вулканогенно-осадочная формация геоантиклинали Больших Курил (на примере о. Парамушир).— Бюлл. МОИП, 1972.

Гаврилов В. К., Родионова Р. И., Федорченко В. И., Шилов В. Н. Геологическое строение дочетвертичного фундамента вулканов хребта Вернадского.— Тр. СахКНИИ, вып. 16, 1965.

Геология СССР, т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. I. Геологическое описание. М., «Недра», 1964.

Геологическое развитие Японских островов. М., «Мир», 1968.

Горшков Г. С. Названия вулканов на Курильских островах.— Изв. Всесоюзн. геогр. общ-ва, 1948, т. 80, вып. 2.

Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. М., «Наука», 1967.

Горячев А. В. Некоторые особенности новейшей тектоники Курильской островной дуги.— Сов. геология, 1960, № 10.

Гущенко И. И. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. М., «Наука», 1963.

Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. М., «Наука», 1965.

Елисеева В. К. Основные черты стратиграфии и палеогеографии каменноугольных и пермских отложений Сихотэ-Алиня.— Сов. геология, 1959, № 5.

Желубовский Ю. С. Тектоника Курильских островов.— В кн.: Геология СССР, т. XXXI (Камчатка, Курильские и Командорские острова). М., «Недра», 1964.

Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960.

Заварицкий А. Н. Вулканическая зона Курильских островов.— Вестник АН СССР, 1964а, № 1.

Заварицкий А. Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946б, № 2.

Затонский Л. К., Канаев В. Ф., Удинцев Г. Б. Геоморфология подводной части Курило-Камчатской дуги.— В сб.: Океанологические исследования. М., 1961.

Казакова Э. Н., Неверов Ю. Л., Сергеев К. Ф., Соловьева Н. А., Стрельцов М. И. О щелочных породах островов Малой Курильской гряды.— Докл. АН СССР, 1967, т. 173, № 4.

Канаев В. Ф., Ларина Н. И. Подводный рельеф Северо-Курильского района.— Тр. ин-та океанол. АН СССР, 1959, т. 36.

Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород.— Материалы Всесоюзного семинара. Тбилиси. 1970.

Красный Л. И. Тектоника внутренней части Тихоокеанского подвижного пояса.— В кн.: Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского пояса. М., «Недра», 1966.

Кропоткин П. Н. Современные геофизические данные о строении Земли и проблема происхождения базальтовой и гранитной магмы.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 3.

Кропоткин П. Н., Власов Г. М. Островные дуги и периферические складчатые области западной окраины Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1960.

Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 134. М., «Наука», 1965.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Наука», 1964.

Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташов И. П., Соловьева И. А., Шуваев А. С. Мезокайнозойская история и строение земной коры Охотского региона.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 168. М., «Наука», 1967.

Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М., «Наука», 1967.

Мархинин Е. К., Стратула Д. С. Новые данные о вулканах Центральных Курильских островов.— В сб.: Четверт. вулканизм некоторых р-ов СССР. М., «Наука», 1965.

Муратов М. В. Проблема происхождения вулканических впадин.— Бюлл. МОИП, отд. геол, т. 32, 1957.

Муратов М. В., Цейслер В. М. Осадочные и вулканогенные формации складчатых геосинклинальных поясов.— Бюлл. МОИП, вып. 5, отд. геол., 1968.

Павлидис Ю. А. Образование россыпей тяжелых минералов в прибрежной зоне вулканических островов.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1965.

Петелин В. П. Осадкообразующая деятельность суспензионных потоков.— Бюлл. МОИП, 1957, вып. 3, т. 32.

Петелин В. П. Твердые породы глубоководных желобов юго-западной части Тихого океана.— В кн.: Докл. сов. геол. на XXII сессии Межд. геол. конгресса. Геология дна океанов и морей. М., «Недра», 1964.

Пинус Г. В. Кембрийский магматизм и металлогения Тувы. Авт. дисс. на соиск. уч. ст. докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1960.

Пискунов Б. Н. Неоген-четвертичный вулканизм островов Уруп и Симушир и вопросы происхождения пород андезитовой формации.— Авт. дисс. на соиск. учен. ст. канд. геол.-мин. наук. М., 1969.

Пискунов Б. Н., Гаврилов В. К. Неогеновые вулканогенно-осадочные формации Курильских островов.— Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 5.

Прялухина А. Ф. Материалы по стратиграфии Южных Курильских островов.— Тр. СахКНИИ, вып. 10, 1961.

Пущаровский Ю. М. Опыт общего структурного районирования Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца.— В кн.: Докл. сов. геол. на XXII сессии Межд. геол. конгр. Пробл. II. Гималайский и альпийский орогенез. М., «Недра», 1964.

Пущаровский Ю. М. Основные черты строения Тихоокеанского тектонического пояса.— Геотектоника, 1965, № 6.

Родионова Р. И. Включения в лавах Курильских островов (вещественный состав, происхождение и геологическое строение).— Авт. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. М., 1970.

Ротман В. К. О формации «зеленых туфов» и некоторых связанных с нею проблемах.— Геол. и геоф., 1965, № 12.

Ротман В. К., Марковский Б. А. О геосинклинальных щелочных базальтах северо-западной части Тихоокеанского пояса.— Докл. АН СССР, сер. геол. 1965, т. 165, № 1.

Ритман Т. Вулканы и их деятельность. М., ИЛ, 1964.

Святловский А. Е. Очерк истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки. М., «Наука», 1967.

Сергеев К. Ф. Геологическое строение и развитие района северной группы Курильских островов. М., «Наука», 1966.

Сергеев К. Ф. Вопросы тектоники Курильской островной дуги.— В кн.: Тектоника Сибири, т. IV. М., «Наука», 1970.

Соловьева Н. А. Роль вулканизма в формировании пород малокурильской свиты.— Докл. АН СССР, 1968, т. 179, № 4.

Соловьева Н. А. Особенности формирования верхнемелового вулканогенно-осадочного комплекса пород Малой Курильской дуги.— Авт. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. М., 1969.

Стрельцов М. И. О структурных ярусах Курильской островной дуги.— Докл. АН СССР, сер. геол., 1970, т. 190, № 6.

Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., «Наука», 1966.

Сысоев Н. Н., Михальцев И. Е., Удинцев Г. Б. Результаты сейсмоакустических исследований строения земной коры в морях и океане.— В сб.: Морская геология. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Тектоника Евразии. Объяснительная записка к тектонической карте Евразии, м-б 1 : 5 000 000. М., «Наука», 1966.

Устиев Е. К. О составе родоначальных магм на примере меловых и палеогеновых формаций Охотского вулканического пояса.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, № 3.

Федорченко В. И., Пискунов Б. Н., Родионова Р. И. Неоген-четвертичная андезитовая формация Курильских островов и некоторые вопросы ее генезиса.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1971.

Федорченко В. И., Шилов. Рельеф хребта Вернадского и основные этапы его формирования.— Тр. СахКНИИ, вып. 16, 1965.

Фирсов Л. В. Абсолютный возраст древних пород островов Кунашир и Уруп (Курильские острова).— Докл. АН СССР, 1964, т. 156.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.

Хворова И. В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций.— Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 81, 1963.

Хворова И. В., Ильинская М. Н. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала.— Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 81, 1963.

Хераскова Н. П. Тектоника и формации. М., «Недра», 1967.

Храмов Н. А., Салин Ю. С. Некоторые вопросы стратиграфии Восточной Камчатки.— Тр. Ин-та вулканологии СО АН СССР, вып. 23, 1966.

Чехович В. Д. Геологическое строение и история геологического развития Больших Антилл. Авт. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. М., 1966.

Шатский Н. П. Гипотеза Вегенера и геосинклинали.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 4.

Шатский Н. С. Избранные труды, т. III., «Наука», 1965.

Шатский Н. С., Богданов А. А. О международной тектонической карте Европы. М-б 1 : 2 500 000.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 4.

Эрлих Э. Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Авт. дисс. на соиск. уч. ст. докт. геол.-мин. наук. П-Камчатский, 1969.

Coombs D. S. The natur and alternation of some Triassic sediments from southland New Zeland. Roy. Soc. New Zedand. Trans. 82, pt I, pp. 65—109, 1954.

Ericson D. B., Ewing H., Heezen B. C. Turbidity currents and sediments in North Atlantic. Bull. Amer. Assoc. Petrol. geol. 1952, vol. 36, N 3, pp. 489—512.

Hirabajashi T. Some notes on the Chishima. Journ. geogr., 1941, vol 53, N 630; vol. 54, N 640. Tokyo.

Kuno H. Petrology of Alaid volcano North. Kurile. Jap. Journ. Geol. Geogr., 1935, vol. 12, N 3—4.

Minato M., Yagi K., Hunahashi M. Geotectonic Synthesis of the Grin Tuff Regions in Japan. Bull. Earhquake Rev. Just., 1956, vol. 34, pt. 3.

Mitani K., Fuziwara T., Hasegawa K. Explantory text of the Geological map of Japan. M 1:50 000 Nemuronanbu (kushiro-27) — Hokkaido, 1958.

Nemoto T. Preliminary notes on the geology of the Island of Urup. the Tisima (Kurile) Islands. Proc. of the 5-th Pan-Pacifik Ok. congr., vol. 3, Toronto, 1934.

Nemoto T. On some plutonic rocks from Kurile Islands with special heference to granodiorite from Etorofu. Journ. Geol. Soc. Japan, 1936, vol. XIII, N 508.

Nomura S. Fossil Mollusca from the Island of Paramushiri Chishima (Kurile Islands). Jap. Journ. Geol. and Geogr., 1933. vol. II N 1—2.

Sasa Y. A Preliminary Note on the Geology of the Island of Sicotan, Southern Tisima (South Kurile Islands). Proc. of the 5-th Pacific Sci. Congresse, vol. 3, Toronto, 1934a.

Sasa Y. Geological Recognaissance in the Nothern Tisima Islands (North Kurile Isladns). Proc. of the 5-th Pacific Sci Congresse, vol. 3, Toronto, 1934b.

Suzuki J., Sasa Y. Volcanic rocks of the northern Tisima Islands (North Kurile Isladns). Proc. of the 5-th Pacific Sci Congress, vol. 3, Toronto, 1934.

Williams H. Calderas and their origin. Bull. Dep. Geol. Sciens., 1941, vol. 25, N 6.

Wolker R. Shale grit and grindslow shales: Transition from turbidite to shallow water sediments in the Upper Carboniferous of Northern England. Journ. Sed. Petrol., 1966, vol. 36, N 1.

Ueda Y. and Aoki I. K — Ar dating of the alkaline rocks from Nemuro, Hokkaido. Journ. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Ec. Geol., vol. 59, N 6, 1968.

Yagi K. Alcalic roks of the Nemuro peninsula with special reference to their pillow lavas. Intern. Geol. Rev., 1960, vol. 2, N 10.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

Глава I. Геологическое строение островов 5
Малая Курильская гряда 6
Большая Курильская гряда 8

Глава II. Методика исследования и некоторые вопросы диагностики и классификации вулканогенно-осадочных отложений . . . 14
Методика исследования 14
Диагностика и классификация вулканогенно-осадочных отложений 14

Глава III. Верхнемеловая вулканогенно-осадочная формация Малых Курил 24
Матакотанская свита 24
Малокурильская свита 36
Зеленовская свита 71
Схема геологического развития Малой Курильской дуги в позднемеловую эпоху 78

Глава IV. Неогеновая вулканогенно-осадочная формация Больших Курил 81
Среднепарамуширская свита 81
Охотская свита 103
Океанская свита 122
Схема геологического развития Северной группы Курильских островов 132

Глава V. Верхнемеловая и неогеновая вулканогенно-осадочные формации Курильских островов — формации геоантиклинальных поднятий 141
Формационная принадлежность верхнемеловых и неогеновых отложений 141
О природе фундамента и современной стадии развития Курильских островов 143
Особенности литогенеза вулканогенно-осадочных формаций Курильских островов 144
О типизации формаций 148

Литература 149

Владимир Константинович Гаврилов
Наталья Андреевна Соловьева

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ ГЕОАНТИКЛИНАЛЬНЫХ ПОДНЯТИЙ МАЛЫХ И БОЛЬШИХ КУРИЛ

Ответственный редактор
Гелиос Сергеевич Гнибиденко

Редактор *Г. А. Есева*, художник *И. А. Пискун*, художественный редактор *В. И. Шумакова*, технический редактор *Е. М. Елистратова*, корректоры *Н. Д. Александрова*, *Т. В. Букова*

Сдано в набор 8 февраля 1973 г. Подписано в печать 10 сентября 1973 г. МН 1080. Бумага машинномелованная 70×108 1/16. 9,5 печ. л.+1 вкл., 13,3 усл.-печ. л., 12,7 уч.-изд. л. Тираж 650 экз. Заказ № 32. Цена 1 р. 27 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение, 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука», 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.