

Академия наук СССР

ИСАН

П. К. КЕПЕЖИНСКАС

# КАЙНОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СЕРИИ

## ОБРАМЛЕНИЯ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ



•Наука•

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ИНСТИТУТ ЛИТОСФЕРЫ

П. К. КЕПЕЖИНСКАС

КАЙНОЗОЙСКИЕ  
ВУЛКАНИЧЕСКИЕ  
СЕРИИ  
ОБРАМЛЕНИЯ ОКРАИННЫХ  
МОРЕЙ

Ответственный редактор  
доктор геолого-минералогических наук  
Н.А. БОГДАНОВ



МОСКВА "НАУКА"

1990

5240

Кайнозойские вулканические серии обрамления окраинных морей / П.К. Кележинскас. М.: Наука, 1990. — 176 с. — ISBN 5-02-002136-9

В работе дано детальное описание строения и вещественного состава кайнозойских вулканических образований обрамления Командорской глубоководной котловины. На основе комплексного петролого-геохимического изучения вулканитов установлены условия образования и эволюции самостоятельных андезитовых расплавов, определены геохимические характеристики магмогенерирующих источников, выявлена вещественная неоднородность литосферы, участвующей в петрогенезисе. Предложена модель эволюции литосферы в зоне перехода океан—континент, осложненной процессами окраинно-континентального рифтогенеза.

Табл. 49. Ил. 48+8 фототаблиц. Библиогр.: 190 назв.

Рецензенты: А.А. Цветков, В.Н. Шилов

The work gives a detailed description of structure and lithologic composition of the Cenozoic volcanic series occurring in the framing areas of the Komandor deep Basin. Based on the complex petrological and geochemical studies of volcanites, conditions of formation and evolution of original andesite melts were revealed, geochemical characteristics of magma-generating sources were defined, and lithologic heterogeneity of the lithosphere participating in petrogenesis was revealed too. A model of evolution of the lithosphere in the transitional zone "ocean—continent", subject to rifting, is proposed.

Научное издание

Кележинскас Павел Казимерасович

## КАЙНОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СЕРИИ ОБРАМЛЕНИЯ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ

Утверждено к печати Институтом литосферы АН СССР

Художник В.В. Овчинников. Художественный редактор В.Ю. Яковлев

Технический редактор Н.М. Булова. Корректор Р.Г. Ухина

Набор выполнен в издательстве на электронной фотонаборной системе

ИБ N 472500

Подписано к печати 02.07.90. Т — 05765. Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага офсетная N 1

Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Усл.печ.л. 11,0 + 0,5 вкл. Усл.кр.-отт. 11,8

Уч.-изд.л. 14,5. Тираж 400 экз. Тип. зак. 333. Цена 2 р. 90к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"

117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"

199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

К 1804020000-237 399-90 II полугодие  
042(02)-90

© Издательство "Наука", 1990

ISBN 5-02-002136-9

## ВВЕДЕНИЕ

В складчатых областях, характеризующихся сложной покровной структурой, особый интерес представляет выяснение строения подстилающей их литосферы. В районах, для которых отсутствуют данные глубинного сейсмического зондирования и где нет выходов образований фундамента на поверхность, одним из способов установления строения литосферных блоков является комплексное изучение позднекайнозойских вулканитов и содержащихся в них глубинных включений, представляющих отторженцы вещества верхней мантии и нижних горизонтов коры. Особенно продуктивен этот метод в случае, если излияние вулканитов оторвано по времени от основной складчатости и они залегают субгоризонтально на различных тектонических структурах с резким угловым несогласием.

К таким регионам относится складчатое обрамление Командорской котловины Берингова моря. Здесь неоген-четвертичные вулканиты несогласно перекрывают меловые и кайнозойские образования, вовлеченные в покровно-складчатые процессы, последняя фаза которых завершилась в миоцене. Степень изученности этих вулканитов явно недостаточна, а представления о происхождении и палеотектонической интерпретации позднекайнозойских вулканических серий этого региона весьма противоречивы. Поэтому комплексное изучение состава лав и содержащихся в них ксенолитов является очень актуальным, так как позволяет установить неоднородность литосферы, а также общую направленность ее эволюции в зоне перехода от океана к континенту.

Решение этой проблемы имеет и общетеоретическое значение, связанное с происхождением известково-щелочных вулканических серий, играющих важную роль в эволюции континентальной и океанической литосферы.

В работе сделана попытка подойти к решению этой проблемы на основе оригинальных материалов, полученных автором при изучении неоген-четвертичных вулканогенных образований обрамления Командорской котловины Берингова моря с привлечением данных по другим структурам зоны перехода океан—континент.

В обрамлении Командорской котловины выделены два структурно-вещественных комплекса, сложенные породами толеитовой, известково-щелочной и шошонитовой серий. Показано, что вулканитам свойственны латеральные вариации петрогеохимических характеристик, связанных с различиями в составе глубинных магмогенерирующих источников. Наиболее чуткими индикаторами неоднородности магмо-

генерирующего субстрата являются редкоземельные элементы, обнаруживающие четкую корреляцию со зрелостью литосферы. Геохимическая зональность вулканитов подчеркивается их петрологической зональностью, а именно сменой маловодных первичных андезитовых магм обводненными базальтовыми расплавами при переходе от северной части вулканического пояса обрамления Командорской котловины к южной. Такая зональность находит свое объяснение при анализе ксенолитов, обнаруженных в лавах.

На юге пояса преобладают породы гранулитовой фации метаморфизма и биотит-калишпатовые гранитоиды, представляющие собой зрелую континентальную кору. Породы мантии здесь представлены шпинелевыми перидотитами и дунитами, типичными для эволюционно зрелых островодужных структур. На севере региона среди включений резко доминируют габброиды, троктолиты и метабазиты, характеризующие мафическую кору субокеанического типа. Мантийные включения представлены серпентинитами, пироксенитами, гарцбургитами, также свойственными субокеанической литосфере. Анализ этих данных выявил гетерогенность фундамента Олюторской зоны Корякского нагорья.

В работе большое внимание уделено оценке условий генерации и эволюции высокотемпературных маловодных андезитовых магм. Впервые разработана геохимическая классификация примитивных андезитов, основанная на идентификации характеристик их глубинных источников. Рассмотрен вклад основных литосферных магмогенерирующих источников в образование позднекайнозойских вулканитов в обрамлении окраинных морей. Обсуждается тектоническая обстановка проявления примитивного андезитового вулканизма в складчатом обрамлении глубоководных впадин окраинных морей.

Материал, положенный в основу монографии, собран автором при полевых исследованиях в южной части Корякского нагорья и на Камчатском перешейке за период 1982—1986 гг. Кроме того, привлечены обширные литературные данные по вулканизму островных дуг и активных континентальных окраин. В работе использованы материалы геологов-съемщиков объединения "Аэрогеология" и ПГО "Камчатгеология".

Работа выполнена в лаборатории литосферы океанов Института литосферы АН СССР под руководством доктора геолого-минералогических наук Н.А. Богданова. В процессе написания работы автор пользовался постоянной поддержкой и консультациями С.М. Тильмана, В.Д. Чеховича, А.В. Федорчука, И.Р. Кравченко-Бережного, С.Ф. Соболева. Отдельные вопросы обсуждались с А.В. Колосковым, Н.В. Бердниковым, П.И. Федоровым. Большую практическую помощь в выполнении аналитических работ оказали Н.И. Гулько, Л.Б. Ефремова, А.Т. Савичев, В.С. Пархоменко, Л.В. Усова, О.Н. Майорова, а в редактировании и оформлении монографии — Л.Б. Макарова, О.В. Андреева и И.В. Беберина. Всем им автор выражает свою глубокую признательность.

### Список принятых сокращений

<i>Аб</i>	— альбит
<i>Амф</i>	— амфибол
<i>Ан</i>	— анортит
<i>Мп</i>	— моноклиный пироксен
<i>Ол</i>	— оливин
<i>Ор</i>	— ортоклаз
<i>Пл</i>	— плагиоклаз
<i>Рп</i>	— ромбический пироксен
<i>Тм</i>	— титаномагнетит
<i>Шп</i>	— шпинель
<i>Уш</i>	— ульвошпинель

## ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ОБРАМЛЕНИЯ КОМАНДОРСКОЙ КОТЛОВИНЫ

Позднекайнозойские вулканогенные образования обрамления Командорской котловины Берингова моря слагают вулканические покровы, протягивающиеся широкой полосой вдоль побережья моря от верховьев р. Ачайваям (предгорья горы Ледяной) на севере до п-ова Озерного на юге (рис. 1) и далее вдоль Срединного хребта Камчатки, где они слагают основание голоценовых и современных вулканов. Среди позднекайнозойских вулканогенных образований выявлены

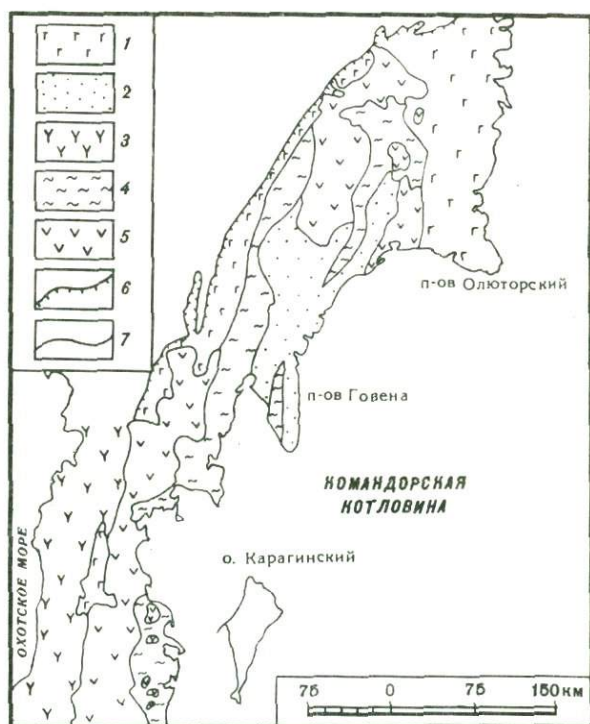


Рис. 1. Схематическая геологическая карта обрамления Командорской котловины. Составлена с использованием материалов В.Д. Чеховича, А.В. Федорчука, А.В. Колоскова

1, 2 — вулканогенно-осадочные образования: 1 — меловые, 2 — палеогеновые; 3 — палеогеновые вулканогенно-обломочные образования; 4 — неогеновые терригенные образования; 5 — неоген-четвертичные вулканогенные образования; 6 — надвиги; 7 — геологические границы. Масштаб 1:2000000

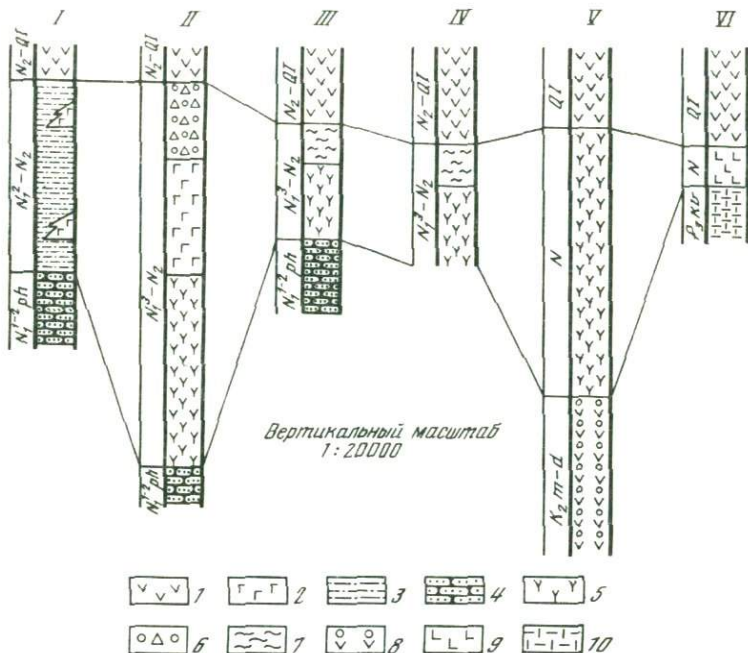


Рис. 2. Корреляция кайнозойских образований обрамления Командорской котловины  
 I—III — Пахачинский хребет: I — север, II — центр, III — юг; IV — низовья р. Вывенка;  
 V — бассейн р. Белой; VI — низовья р. Тымлат

1, 2 — вулканиты и родственная пирокластика: 1 — существенно андезитовые, 2 — существенно базальтовые; 3 — песчано-глинистые сланцы, песчаники, туфы; 4 — песчаники; 5 — вулканиты и пирокластика смешанного состава; 6 — туфогенно-осадочные породы; 7 — опалитизированная пирокластика; 8 — вулканические брекчии с прослоями песчаников и аргиллитов; 9 — роговообманковые андезиты; 10 — алевролиты, аргиллиты

Свиты: P<sub>3</sub>ku — кавачинская, N<sub>1</sub><sup>1-2</sup>ph — пахачинская

два комплекса пород, различающиеся по вещественному составу, структурному положению и особенностям внутреннего строения, — дислоцированный вулканогенно-обломочный и перекрывающий его недислоцированный вулканогенный (рис. 2). Для обоих комплексов (особенно для вулканогенно-обломочного) характерна определенная латеральная изменчивость, выраженная в различиях в составе вулканитов и ассоциирующих с ними пирокластических и туфогенно-осадочных пород.

### ВУЛКАНОГЕННО-ОБЛОМОЧНЫЙ КОМПЛЕКС

В работах предшественников (табл. 1—3) вулканогенно-обломочные образования верхнего миоцена—плиоцена выделялись как нанкичнатаямская, корфская, ветроваямская, алнейская и березовская свиты Олюторской зоны и Камчатского перешейка. Однако все они могут рассматриваться как единый структурно-вещественный комплекс (см. рис. 1), перекрывающий мел-палеогеновые вулканогенно-оса-

Таблица 1. Кайнозойские структурно-вещественные комплексы Пахачинского и Алуэского хребтов

Структурно-вещественный комплекс	Свита, толща	Возраст	Ассоциация горных пород	Вулканическая серия
Вулканогенный	Эляйская	Плиоцен—плейстоцен	Оливин-бронзитовые андезиты, двупироксеновые андезитобазальты и андезиты, плагиофировые андезиты — Угловое несогласие —	Слабодифференцированная известково-щелочная (тип Iб) — Серии сближенных даек высокоглиноземистых базальтоидов —
Вулканогенно-обломочный	Тыкельнинская	Плиоцен	Мелководные морские конгломераты, песчаники, гравелиты, алевролиты с большим количеством древесных остатков — Разрыв —	Вулканизм отсутствует
	Нанкичнат-ваймская	Плиоцен	Двупироксеновые базальты, андезитобазальты, андезиты, дациты; оливин-бронзитовые и плагиофировые андезиты; лава- и туфобрекчии, гиа-локластиты; туфы, туфопесчаники, туфоконгломераты, полимиктовые песчаники, песчано-глинистые сланцы	Толетовая андезитовая (тип II) Дифференцированная известково-щелочная (тип Ia)
	Корфская	Верхний миоцен	Двупироксеновые базальты и андезиты, плагиофировые базальты и андезиты, лава- и туфобрекчии, туфы; прибрежно-морские и континентальные песчаники, конгломераты, гравелиты, алевролиты, реже глинистые породы — Структурное несогласие —	Дифференцированная известково-щелочная
Терригенный	Пахачинская	Нижний—средний миоцен	Мелководные морские песчаники, конгломераты, гравелиты, алевролиты с потоками плагиофировых андезитов — Разрыв —	Известково-щелочная андезитовая
	Ильпинская	Олигоцен—нижний миоцен	Относительно глубоководные (нижняя сублиторальная и батинальная зоны морского бассейна) песчано-глинистые породы, алевролиты, аргиллиты, песчаники — Структурное несогласие —	Вулканизм отсутствует
Вулканогенно-осадочный	Вочвинская	Палеоген	Тонкообломочные литокристаллокластические туфы, гиа-локластиты; андезитовые порфириты, трахибазальты, трахиандезиты, трахиты; туфоконгломераты, туфопесчаники, туффиты; песчаники, кремисто-терригенные породы	Низкокаллевая известково-щелочная андезитовая и шошонитовая

Примечание. При составлении таблицы, помимо материалов автора, использованы данные из работ [2, 11, 19, 17, 25, 51].

Таблица 2. Позднекайнозойские структурно-вещественные комплексы правобережья р. Вывенка

Структурно-вещественный комплекс	Свита, толща	Возраст	Ассоциация горных пород	Вулканическая серия
Вулкано-генный	Апукская	Плиоцен—плейстоцен	Пироксен-плагиоклазовые базальты, андезитобазальты, андезиты. Оливин-пироксеновые андезитобазальты и андезиты. Плагиофировые андезиты и дациты — Угловое несогласие	Известково-щелочная
Вулкано-генно-обломочный	Корфская, ветровая-ская, эч-ваямская	Верхний миоцен — плиоцен	Опалитизированная пирокластика с потоками плагиоклаз-пироксеновых андезитобазальтов и андезитов; вулканические брекчии и лавобрекчии, литокристаллокластические туфы андезитового состава. Двупироксеновые андезиты. Афировые базальты. Кластолавы и агломераты плагиоклаз-пироксеновых андезитов. Конгломераты, туфоконгломераты, песчаники, глины, глинистые сланцы — Структурное несогласие	Дифференцированная известково-щелочная
Терригенный	Пахачинская	Нижний—средний миоцен	Морские песчаники, конгломераты, гравелиты, аргеллиты	Вулканизм отсутствует

Примечание. При составлении таблицы, помимо материалов автора, использованы данные из работ [11, 19, 24, 25, 51, 58]

дочные и неогеновые терригенные образования. В свою очередь, породы комплекса перекрыты плиоцен-четвертичными вулканическими покровами более молодого, вулкано-генного комплекса. Вулкано-генно-обломочный комплекс широко распространен (табл. 3) в пределах Апукского и Пахачинского хребтов, в бассейне р. Вывенка, где наиболее хорошо представлен по ее притокам — рекам Ветроваям, Николаевка, Онтина, Ипихляутваям. На севере Ильпинского полуострова комплекс распространен на водоразделах рек Валоваям—Белая, Белая—Кичига, Кичига—Тымлат, а также в Срединном хребте в районе Камчатского перешейка. Для вулкано-генно-обломочного комплекса характерна латеральная зональность, выраженная в изменении литологии пирокластических и туфогенно-осадочных пород и соотношения лавовой и туфогенно-осадочной частей разреза с севера на юг.

На севере вулканического пояса (верховья рек Пахача, Апукваям и Ачайваям) разрез вулкано-генно-обломочного комплекса имеет существенно туфогенно-осадочный характер и состоит из пяти пачек общей мощностью до 1000 м (см. рис. 2). Нижняя пачка сложена

Таблица 3. Кайнозойские структурно-вещественные комплексы Камчатского перешейка

Структурно-вещественный комплекс	Свита, серия, толща	Возраст	Ассоциация горных пород	Вулканическая серия
Вулкано-генный	Платоэффузивов	Плейстоцен	Плагиифировые андезитобазальты и андезиты, плагиоклаз-пироксеновые андезитобазальты и андезиты, оливин-пироксеновые и двупироксеновые андезиты, плагиоклаз-пироксеновые базальты Пироксен-полевешпатовые трахиандезиты  — Угловое несогласие —	Нормальнокалевая известково-щелочная, высококалевая известково-щелочная андезитовая Шошонитовая
Вулкано-генно-обломочный	Березовская, алнейская, толятовская, всегметверская, умуваянская	Верхний миоцен — плиоцен	Плагиифировые дациты и андезиты; плагиоклаз-пироксеновые андезитобазальты, андезиты, дациты; гиалокластиты, лавобрекчии и вулканические брекчии среднего состава; литокристаллокластические и витрокристаллокластические туфы андезитов; туфоконгломераты, туфобрекчии, туфогравелиты, туфопесчаники; полевешпат-амфиболовые андезиты, лавобрекчии и вулканические брекчии, двупироксеновые андезитобазальты  — Структурное несогласие —	Нормальнокалевая дифференцированная известково-щелочная
Терригенный	Кавачинская	Олигоцен	Алевриты, аргиллиты, кремнисто-терригенные породы	Вулканизм отсутствует

Примечание. При составлении таблицы, помимо материалов автора, использованы данные из работ [15, 17, 20, 55, 59]

светло-серыми среднезернистыми туфопесчаниками с редкими прослоями тонкообломочных пироксеновых туфов. Мощность пачки 100 м. Она перекрыта пачкой незакономерно переслаивающихся гематитизированных песчано-глинистых сланцев, литокристаллокластических туфов, туфоконгломератов и туфопесчаников мощностью до 300 м. Выше залегают существенно туфогенная пачка, имеющая мощность 200 м. В ее составе преобладают серо-зеленые среднезернистые литокристаллокластические и витрокристаллокластические туфы с подчиненным количеством мелкозернистых туфопесчаников. Туфовая пачка, в свою очередь, перекрыта пачкой туфоконгломератов (мощность 200 м). Цемент в конгломератах туфогенный. В обломках представлены афировые базальты, туфы, туфопесчаники, песчано-глинистые сланцы. Последние также присутствуют в виде маломощных (до 2—3 м) прослоев в туфоконгломератах. Венчает разрез пачка неравномерно переслаиваю-

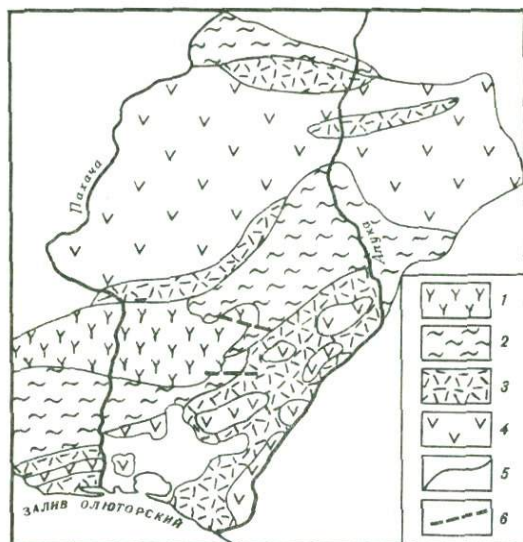


Рис. 3. Схематическая геологическая карта района Пахачинского хребта

1—4 — комплексы: 1 — вулканогенно-осадочный (палеоген), 2 — терригенный (олигоцен—миоцен), 3 — вулканогенно-обломочный (верхний миоцен — плиоцен), 4 — вулканогенный (плиоцен—плейстоцен); 5 — границы между комплексами; 6 — разрывные нарушения. Масштаб 1:1000000

щихся туфоконгломератов, пироксеновых туфов и песчано-глинистых сланцев мощностью до 200 м. Образования вулканогенно-обломочного комплекса в этом районе слагают круто падающую на юго-юго-запад моноклираль, перекрывающую с угловым несогласием смятые в складки песчаники пахачинской свиты. Вверх по разрезу они с резким угловым несогласием сменяются горизонтальными покровами вулканогенного комплекса. В вулканогенно-обломочных образованиях широко развиты разрывные нарушения сбросового и сдвигового характера. В целом разрезе присуще блоковое строение, которое не меняет общее моноклиральное залегание пород вулканогенно-обломочного комплекса.

В центральной и южной частях Пахачинского и Апукского хребтов (см. табл. 1, рис. 2) разрез вулканогенно-обломочного комплекса распадается на три толщи: нижнюю, собственно вулканогенно-обломочную, среднюю, лавово-пирокластическую и верхнюю, туфо-осадочную.

В составе нижней толщи выделяются три пачки, согласно перекрывающие одна другую. Нижняя пачка (мощность около 500 м) представлена полосчатыми андезитами, дацитами, вулканическими брекчиями среднего и кислого состава, реже дацитовыми витрокристаллокластическими туфами. Встречены также единичные маломощные (до 2 м) прослои туфопесчаников. Средняя пачка (мощность до 300 м) представлена двупироксеновыми и оливин-пироксеновыми андезитобазальтами, андезитами и дацитами. В этой пачке присутствуют

короткие мощные (до 30—40 м) потоки плагифирированных кварцсодержащих риолитов и линзы тонкообломочных кислых туфов, содержащих иногда комковатые шлаковые бомбы. Верхняя пачка (мощность 200 м) сложена двупироксеновыми и плагифирированными базальтами, андезитами и дацитами, а также брекчиями, возникшими за счет их дезинтеграции. Для этой пачки чрезвычайно характерны горизонты лапиллиевых туфов и прослои шлаковых бомб округлой и овальной формы. Подобные пирокластические образования, присутствующие в нижней толще вулканогенно-обломочного комплекса на юге Пахачинского хребта, типичны для газонасыщенных извержений стромболианского типа среднего состава [42].

Средняя, лавово-пирокластическая толща наиболее полно представлена в южной и центральной частях Пахачинского хребта (бассейны рек Майнлывыгоргыч, Агваям, Аппанаваям, Сенайваям, Большой и Малый Ольховаям, Васваям), а также в южной части Апукского хребта (бассейны рек Нанкичнатваям, Майваям, Аутанваям). В этих районах она имеет двучленное строение. Нижняя пачка (мощность до 300 м) сложена оливин-пироксеновыми и плагифирированными андезитобазальтами, андезитами, вулканическими брекчиями и гиалокластитамид среднего состава. Отмечаются также единичные прослои тонкообломочных витрокристаллокластических туфов и горизонтов вулканических бомб. Бомбы шлаковые, реже сильнопористые, размером 10—50 см. Форма их эллипсоидальная округлая. В районе горы Аутан (Апукский хребет) Г.А. Закржевский описал экструзивные купола андезитового и дацитового состава, отвечающие нижней пачке лавово-пирокластической толщи [25]. Пачка верхов разреза этой толщи (мощность до 300 м) имеет существенно эффузивный характер и представлена в основном двупироксеновыми андезитобазальтами и андезитами. В подчиненном количестве в ней присутствуют вулканические брекчии среднего состава и лавы риодацитов и риолитов. В верховьях р. Ачайваям правой и на побережье р. Апука, в ее нижнем течении, породы верхней пачки прорваны сериями сближенных даек гранодиоритов и оливин-плаггиоклаз-пироксеновых базальтоидов. К-Аг определения возраста по валу пород дали следующие цифры: вмещающие кремнекислые андезиты — 4,9 и 5,1 млн лет, дайки гранодиоритов — 3,1 млн лет [25].

Верхняя, туфогенно-осадочная толща вулканогенно-обломочного комплекса имеет мощность около 400 м и представляет собой совокупность преимущественно обломочных пород (разнообразные брекчии, туфы, туфоконгломераты, реже туфопесчаники). Эта толща развита в тех местах, где образования вулканогенно-обломочного комплекса непосредственно перекрыты лавами вулканогенного комплекса. В противоположном случае верхняя толща обычно эродирована. Для пород вулканогенно-обломочного комплекса этого района характерно моноклиальное (под углами 20—50°) залегание, часто нарушенное мелкомасштабными надвигами с амплитудой смещения до 100 м. Туфогенные породы иногда образуют пологие складки.

В районе мыса Крещенный Огнем и низовьев р. Вывенка (Ветроваяяское вулканическое поле) вулканогенно-обломочный комплекс

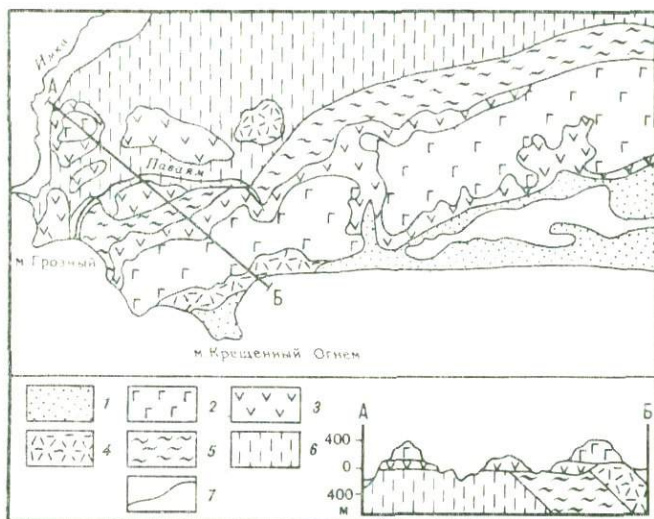


Рис. 4. Схематическая геологическая карта района мыса Крещенный Огонь. Составлена с использованием материалов Б.Х. Егизарова и др. [25]

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — вулканогенный комплекс (плиоцен—плейстоцен); 3, 4 — вулканогенно-обломочный комплекс (верхний миоцен — плиоцен): 3 — опалитовая толща, 4 — лавово-пирокластическая толща; 5 — пахачинская свита (нижний—средний миоцен); 6 — ильпинская свита (олигоцен); 7 — границы между комплексами и свитами

имеет двучленное строение (рис. 4; см. табл. 2, рис. 2). Нижняя, лавово-пирокластическая толща (мощностью 400 м) сложена в основном двупироксеновыми, амфибол-пелешовшатовыми и плагиофировыми андезитами, реже базальтами, а также лавобрекчиями и вулканическими брекчиями среднего, редко основного состава. В районе р. Мя-Вамтуваяк в лавово-пирокластической толще присутствуют горизонты вулканических бомб с редкими ксенолитами габброидов и пироксенитов. В подчиненном количестве среди них присутствуют тонкообломочные андезитовые туфы, образующие маломощные (до 2 м) горизонты среди лавобрекчий и туфобрекчий. Для эффузивов лавово-пирокластической толщи характерны широкие вариации относительных содержаний вкрапленников и соответственно большое разнообразие петрографических типов. В районе хребта Калинай в пределах лавово-пирокластической толщи выделяется несколько экструзивных куполов андезитового и дацитового состава. Крупнейшим куполом является андезитовая экструзия мыса Грозного. На северо-западной оконечности мыса вскрыт контакт экструзии с терригенными породами ильпинской свиты, представленными чередованием песчаников со скорлуповатой отдельностью, алевролитов и песчано-глинистых пород. Приконтактовая зона ильпинской свиты сложена синезелеными полосчатыми глинистыми сланцами, сильно уплотненными и ороговоканными. Мощность экзоконтакта 5 м. В эндоконтакте присутствуют пористые плагиофировые андезиты. Для них характерно

полосчатое распределение пор и каверн. Более мелкие экзструзии преимущественно андезитодацитового состава развиты на правобережье р. Паваям и левобережье р. Имка.

Лавово-пирокластическая толща согласно перекрыта опалитовой толщей. Последняя представлена разнообразной опалитизированной пирокластикой, главным образом туфами, шлаками, пемзами, туфоконгломератами, реже туфобрекчиями. Иногда степень окремнения пород так велика, что первичный их облик практически неопределим. В пределах опалитовой толщи встречаются неизменные потоки плагиофировых и плагиоклаз-пироксеновых андезитов. Мощность толщи до 200 м.

Для пород вулканогенно-обломочного комплекса этой части вулканического пояса также характерно преимущественно моноклинальное залегание. Угол падения пород варьирует от 20 до 70°. В пределах лавово-пирокластической толщи широко развиты сбросы с амплитудой 10-20 м, иногда залеченные дайками плагиофировых андезитобазальтов и базальтов. Опалитовая толща также разбита на отдельные блоки вертикальными разломами. Для разрывных нарушений характерны сбросовый и сдвиговый типы, которые подчеркиваются широким развитием вдоль разломов зон гидротермальной переработки и ожелезнения.

В районе Камчатского перешейка разрез вулканогенно-обломочного комплекса распадается на две толщи — лавово-пирокластическую и обломочную (см. табл. 3, рис. 2). Нижняя толща (мощность до 1200 м) сложена тремя несогласно перекрывающимися друг друга пачками. В основании разреза залегает пачка плагиофировых дацитов мощностью 200 м, которая служит характерным маркирующим горизонтом, прослеживающимся вдоль оси и восточного склона Срединного хребта от бассейна р. Белой до бассейна р. Валоваям. В осевой части Срединного хребта (истоки р. Белой) дацитовая пачка с угловым несогласием перекрывает туфогенно-кремнистые породы маастрихт-датской туфогенной толщи р. Белой. Северовосточнее, в бассейне р. Валоваям, пачка плагиофировых эффузивов перекрывает кремни сантон-кампанской ирунейской свиты и залегает в основании разреза вулканогенно-обломочного комплекса (устное сообщение А.В. Колоскова, 1986 г.). Дацитовая пачка перекрывается пестрой по составу лавово-пирокластической последовательностью (мощность до 800 м), включающей следующий ряд пород (снизу вверх):

Мощность, м

1. Пироксеновые и плагиоклаз-пироксеновые андезитобазальты, андезиты, дациты .....	100
2. Пироксеновые базальты, лавобрекчии .....	50
3. Плагиоклаз-пироксеновые андезитобазальты, андезиты, дациты; вулканические брекчии и лавобрекчии среднего состава; тонкообломочные витрокристаллокластические и литокристаллокластические туфы, гналокластиты, десквамационные туфы андезитобазальтов и андезитов; прослой туфопесчаников и туфоалевролитов .....	250
4. Плагиофировые (реже плагиоклаз-пироксеновые) андезиты, дациты, риолиты, вулканические брекчии, лавобрекчии и туфы кислого состава .....	200
5. Плагиоклаз-амфиболовые и плагиофировые андезиты, вулканические брекчии и лавобрекчии; пироксеновые андезитобазальты .....	200

Сходный лавово-пирокластический разрез описан П.И. Федоровым [39] в верховьях р. Левая Лесная, где он имеет трехчленное строение. Основание разреза представлено базальтами и андезитобазальтами с подчиненным количеством кристаллолитокластических и шлаковых туфов основного состава (мощность до 320 м). Средняя часть сложена агломератовыми туфами и туфобрекчиями мощностью до 300 м. Верхи разреза представляют собой чередование лав андезитобазальтового, андезитового и дацитового состава с кислыми литокристаллокластическими и витрокластическими туфами общей мощностью около 200 м.

Верхняя обломочная толща вулканогенно-обломочного комплекса в районе Камчатского перешейка имеет мощность до 600 м и представлена незакономерно чередующимися туфами, туфоконгломератами, туфогравелитами, туфобрекчиями. Образования вулканогенно-обломочного комплекса в районе Камчатского перешейка более сложно дислоцированы, чем в северо-восточной части вулканического пояса. Для районов перешейка характерно широкое развитие сдвиговых и сбросовых деформаций, подчеркивающих общее блоковое строение разреза. В верховьях р. Белой породы маастрихт-датской туфогенной толщи надвинуты на позднекайнозойские лавово-пирокластические образования. Для вулканогенно-обломочного комплекса характерно также присутствие внутриформационных мелкомасштабных пологих сдвигов, с которыми связаны зоны милонитизации и гидротермальной переработки. В пределах отдельных блоков породы комплекса имеют чаще всего моноклиальное залегание.

Возраст вулканогенно-обломочного комплекса в северной части пояса устанавливается по палеонтологической характеристике подстилающих терригенных отложений пахачинской свиты [17, 2] и палеомагнитным данным как позднемиоцен-плиоценовый. Это подтверждается результатами К-Аг датирования эффузивов, причем для центральной части Олюторской зоны нижняя возрастная граница вулканогенно-обломочного комплекса опускается до среднего миоцена [52]. Учитывая возможность сопоставления его с осадочными отложениями корфской свиты и вулканогенными образованиями ветроваямской свиты, наиболее обоснованным будем считать определение времени формирования толщ вулканогенно-обломочного комплекса как поздний миоцен — плиоцен.

На юге вулканического пояса образования вулканогенно-обломочного комплекса также датируются верхним миоценом — плиоценом на основании ряда геологических и палеомагнитных данных, а также радиологических датировок [15, 39, 59]. В пользу этого свидетельствует сопоставление вулканогенно-обломочного комплекса Камчатского перешейка с однотипными вулканическими толщами Центральной Камчатки [18—20].

## ВУЛКАНОГЕННЫЙ КОМПЛЕКС

Вулканогенный комплекс представлен недислоцированными субгоризонтальными лавовыми покровами, с угловым несогласием перекрывающими образования вулканогенно-обломочного комплекса. Основной чертой вулканогенного комплекса является его исключительно эффузивный характер. Для лавовых покровов характерна меньшая латеральная гетерогенность, чем для вулканогенно-обломочных образований, но она четко проявлена и выражена в различном строении индивидуальных покровов.

На севере региона (верховья рек Пахача, Апукваям, Ачайваям) образования вулканогенного комплекса представлены довольно однотипными покровами плагиофировых, реже оливин-пироксеновых андезитобазальтов и андезитов, несогласно перекрывающими кремнисто-вулканогенные породы ватынской серии, терригенные отложения пахачинской свиты и образования вулканогенно-обломочного комплекса (см. табл. 1, рис. 1). Мощность покровов до 200 м. Мощность отдельных лавовых потоков варьирует от 5 до 20 м. Кровля потоков представлена шлаками. В целом пористость лав в потоках постепенно возрастает от подошвы к кровле. Лавы насыщены газом, однако образования вторичных минералов в пустотах не происходит. Отдельность эффузивов варьирует от глыбовых потоков в основании мощных покровов через крупнотолчатые до тонкостолчатых разностей в верхних частях покровов. Маломощные (до 50 м) покровы представлены исключительно столбчатыми лавами. В северной части вулканического пояса эффузивы вулканогенного комплекса образуют обширные лавовые поля, практически целиком слагающие осевые части Пахачинского и Апукского хребтов.

В южной и центральной частях Пахачинского хребта (см. табл. 1, рис. 2) покровы вулканогенного комплекса варьируют по мощности от 50 до 150 м. Они перекрывают с угловым несогласием вулканогенно-осадочные образования вочвинской свиты (палеоген), терригенные породы ильпинской (олигоцен) и пахачинской (нижний—средний миоцен) свит, а также породы вулканогенно-обломочного комплекса. Преобладающим типом эффузивов служат оливин-пироксеновые андезитобазальты и андезиты. В подчиненном количестве среди них присутствуют плагиофировые андезитобазальты и андезиты, а также плагиоклаз-пироксеновые андезиты. В кровле покровов отмечаются ожелезненные шлаки. Отдельность эффузивов преимущественно столбчатая. В основании покровов присутствуют глыбовые потоки андезитового состава. В этой части вулканического пояса покровы вулканогенного комплекса образуют разобщенные останцы на эрозивной поверхности более древних толщ.

В бассейне р. Вывенка разрез вулканогенного комплекса распадается на две толщи, четко картируемые на площади (рис. 5, см. табл. 2). Нижняя, лейкократовая толща имеет мощность до 200 м. Она представлена плагиофировыми андезитами и дацитами, плагиоклаз-пироксеновыми андезитобазальтами и андезитами, субафировыми пироксеновыми андезитобазальтами. Верхняя, меланократовая толща сложена плагиоклаз-пироксеновыми базальтами и андезитобазальтами,

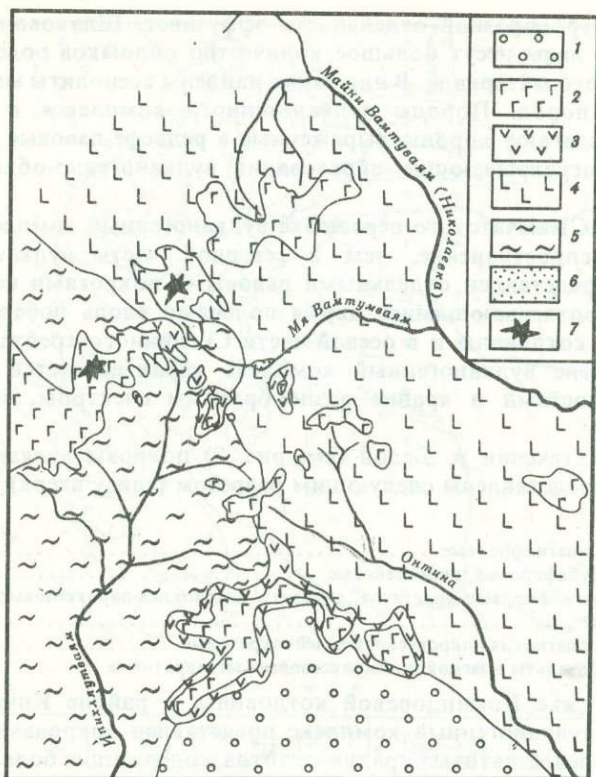


Рис. 5. Схематическая геологическая карта низовьев р. Вывенка (правобережье)

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2, 3 — вулканогенный комплекс (плиоцен—плейстоцен), толщи: 2 — меланократовая, 3 — лейкократовая; 4, 5 — вулканогенно-обломочный комплекс (верхний миоцен — плиоцен), толщи: 4 — лаво-пирокластическая, 5 — опалитовая; 6 — ожелезненные терригенные породы; 7 — реконструированные вулканические аппараты

а также плагиофировыми базальтами и андезитобазальтами. Мощность меланократовой толщи до 350 м. В пределах вулканогенного комплекса данного района выявлены две вулканические постройки центрального типа.

Первая, расположенная на водоразделе рек Ипихляутваям—Николаевка (высота 831,0 м), образует кальдерообразную депрессию с жерловм штоком крупнозернистых диоритов. Лавовые потоки ассоциируют с лавобрекчиями и эруптивными брекчиями, а также с агломератами андезитового состава. Лавы имеют шлаково-глыбовый облик. Описанные характеристики типичны для извержений стромболианского типа, характеризующихся высокими содержаниями газов и вязкостью [42].

Второй вулканический центр, расположенный в 4 км к северовостоку от первого (высота 844,0 м), также представлен лавовым конусом, в пределах которого местоположение жерла устанавли-

вается по веерообразной отдельности эффузивов. Шлаково-глыбовые базальтовые лавы несут большое количество обломков родственного вулканического материала. В них также найдены ксенолиты мантийных и коровых пород. Породы вулканогенного комплекса в бассейне р. Вывенка слагают хорошо выраженные в рельефе лавовые покровы, несогласно перекрывающие образования вулканогенно-обломочного комплекса.

В пределах Камчатского перешейка вулканогенный комплекс имеет меньшее распространение, чем в северной части вулканического пояса. Он представлен отдельными лавовыми покровами небольших размеров, протягивающимися двумя полосами вдоль побережья Командорской котловины и в осевой части Срединного хребта. Именно в этом районе вулканогенный комплекс характеризуется наибольшими мощностями и крайне разнообразным спектром вулканитов (см. табл. 3).

В нижнем течении р. Белой (см. рис. 2) покровы вулканогенного комплекса представлены следующим разрезом (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Андезиты плагиофировые .....	50
2. Базальты субафировые, пироксеновые .....	50
3. Шлаки плагиофировых андезитов, андезиты плагиоклаз-пироксеновые, меланократовые .....	До 250
4. Андезиты плагиоклаз-пироксеновые, лейкократовые .....	30
5. Андезитобазальты плагиоклаз-пироксеновые, мезократовые .....	120

На побережье Командорской котловины, в районе Кичигинского рыбзавода, вулканогенный комплекс представлен покровами оливин-пироксен-полевошпатовых трахиандезитов, содержащих большое количество коровых ксенолитов.

В бассейне р. Белой образования вулканогенного комплекса перекрывают с угловым несогласием туфогенно-осадочные породы туфогенной толщи р. Белой, датированной маастрихтом—данием [69], а также эффузивы вулканогенно-обломочного комплекса.

В низовьях р. Тымлат (рис. 6) породы вулканогенного комплекса образуют обособленное лавовое поле, перекрывая с угловым несогласием смятые в пологие складки терригенные породы кавачинской серии верхнего олигоцена и полевошпат-амфиболовые андезиты вулканогенно-обломочного комплекса. По петрографическому составу эффузивов выделяются два типа вулканических покровов. Первый из них имеет отчетливое двучленное строение, хорошо выраженное в рельефе и отражающее, по-видимому, два этапа деятельности одного вулканического центра. Нижний покров (мощность 150 м) представлен следующим разрезом (снизу вверх):

1. Андезитобазальты гематитизированные, афировые, с глыбовой отдельностью .....	30
2. Андезиты субафировые, оливин-плагиоклаз-пироксеновые, с короткостолбчатой отдельностью .....	70
3. Андезиты афировые, с тонкостолбчатой отдельностью .....	50

Кровли отдельных потоков маркируются шлаками. Мощность потоков варьирует от 10 до 20 м. Верхний покров довольно одно-

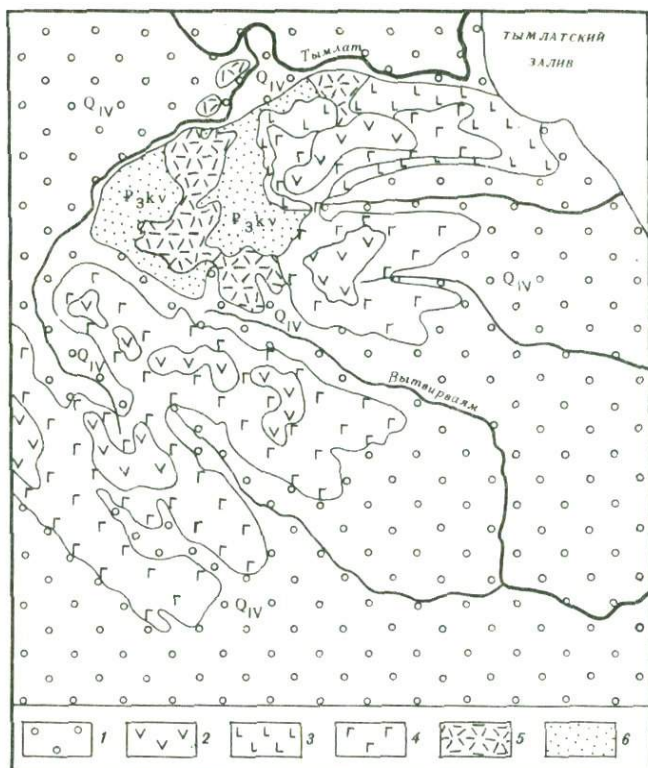


Рис. 6. Схематическая геологическая карта низовьев р. Тумлат

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2—4 — вулканогенный комплекс (плейстоцен); 2 — субафировые плагиоклаз-пироксеновые андезиты, 3 — гематитизированные андезитобазальты, 4 — оливин-пироксеновые андезитобазальты; 5 — вулканогенно-обломочный комплекс (плиоцен); 6 — терригенный комплекс (олигоцен)

роден и представлен лавами оливин-пироксеновых андезитов со столбчатой отдельностью при общей мощности 200 м.

Второй тип покровов, развитый несколько южнее (бассейны рек Вытвирваям, Оссорка), сложен следующей последовательностью пород (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Глыбово-шлаковые лавы пироксен-плагиоклазовых андезитов .....	25
2. Андезитобазальты пироксеновые, с глыбовой отдельностью .....	40
3. Андезиты лейкократовые, пироксеновые, с крупностолбчатой отдельностью .....	250
4. Андезиты слабогематитизированные, пироксен-плагиоклазовые, шлаково-глыбовые .....	65
5. Андезиты плагиофировые, со столбчатой отдельностью .....	120

Возраст вулканогенного комплекса в определенной степени дискуссионен. Для северной части вулканического пояса он определяется как верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовый на основании поло-

жения покровов вулканогенного комплекса между верхнемеловыми—нижнеплиоценовыми образованиями и ледниковыми отложениями верхнеплейстоценового оледенения [25]. Это подтверждается также определениями пыльцы и растительных остатков в туфогенных породах низов разреза вулканогенного комплекса [25], а также результатами палеомагнитных исследований. Определения возраста К-Аг методом по валу эффузивов из верхней части покровов вулканогенного комплекса дали плиоценовый интервал [52]. Нам кажется, что наиболее обоснованно предположение о плиоцен-плейстоценовом времени формирования недислоцированных покровов.

На юге пояса (Камчатский перешеек) покровы вулканогенного комплекса датируются по материалам геологической съемки как раннечетвертичные [59]. Это подтверждается также геологическими взаимоотношениями покровов с плиоценовыми образованиями вулканогенно-обломочного комплекса [39]. В работе [18] указывается, что платоэффузивы нижнечетвертичного возраста в Среднем хребте Камчатки формировались в условиях выровненного рельефа. Перерыв между вулканизмом вулканогенно-обломочного и вулканогенного комплексов фиксируется по наличию в основании платоэффузивов дресвяников и конгломератов [57]. Приведенные данные также подтверждают раннечетвертичный возраст лав вулканогенного комплекса.

Сопоставление этих образований с платоэффузивами Центральной и Восточной Камчатки показывает, что по составу вулканы недислоцированного комплекса могут быть аналогами крерукского комплекса Центральной Камчатки и тумрокского комплекса Восточной Камчатки, которые по палеомагнитным данным датируются раннечетвертичным временем [20]. Детально вопросы петрохимического сопоставления этих образований будут рассмотрены в гл. IV.

Эффузивы вулканогенного комплекса обрамления Командорской котловины содержат большое количество ксеногенных и гомеогенных включений.

Ассоциации ксенолитов обнаруживают определенную латеральную неоднородность. В среднем течении р. Апукваем в плагиофировых андезитах недислоцированного покрова встречены ксенолиты габбро, диабазов, метабазитов, кремней, а также включения алливалитового типа и гранат-плагиоклаз-клинопироксеновые нодулы. Первая группа включений представляет образования кремнисто-вулканогенной ватинской серии альба—кампана, отвечающей меловой океанической коре. Эклогитоподобные нодулы, вероятно, представляют мантийный субстрат. В среднем течении р. Ачайваем, по данным А.В. Колоскова, ксенолиты представлены шпинелевыми перидотитами, пироксенитами, габбро. В районе Пахачинского хребта, помимо ксенолитов, представляющих меловую кремнисто-вулканогенную ассоциацию (габбро, диабазы, базальты, кремни), мы встретили включения пироксеносодержащих аортозитов, пироксенитов, серпентинитов, диоритов, а также альбит-эпидот-хлоритовых и тальк-серпентин-тремолитовых сланцев.

В низовьях р. Вывенка в плагиоклаз-пироксеновых базальтах вулканогенного комплекса присутствуют включения пироксенитов,

гранулитов и оливин-ортопироксен-клинопироксен-шпинель-плаггиоклазовых пород.

Ассоциации ксенолитов в лавах вулканогенного комплекса сопоставимы с включениями в островодужных вулканитах Камчатки [41] и Алеутской дуги [35] и могут рассматриваться как представители вещества верхней мантии и коры в зоне перехода океан—континент.

#### **КАЙНОТИПНАЯ АССОЦИАЦИЯ ВУЛКАНИТОВ ПОДВОДНОГО ХРЕБТА ШИРШОВА**

В 29-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" в 1982 г. были проведены драгировки на западном склоне и в осевой части хребта Ширшова, разделяющего Алеутскую и Командорскую котловины Берингова моря и занимающего ключевую позицию в геологическом строении региона. При изучении вещественного состава пород Берингова моря, являющегося областью интенсивного ледового разноса, остро стоит проблема разделения автохтонного и аллохтонного материала. Морфология поднятых обломков, в частности степень их окатанности, не может служить надежным критерием такого разделения. Очевидно, что и валунный (галечный) материал, и остроугольные обломки с одинаковой вероятностью могут захватываться дрейфующими льдами. Поэтому при идентификации коренных пород на хребте Ширшова был проведен тщательный визуальный и микроскопический анализ драгированного материала с учетом комплекса признаков, из которых главным было наличие свежих следов отрыва образцов от коренных обнажений.

Среди коренных образований хребта Ширшова выделены три ассоциации горных пород, различающиеся по составу, степени метаморфизма и, видимо, геологическому положению.

Одна из них представлена палеотипной ассоциацией амфиболитов. милонитизированных зеленых сланцев, диабазов, габбро-диабазов, долеритов, базальтов, кремнистых пород [7, 10]. Вторая — это ассоциация осадочных пород, которые можно разделить на комплекс хорошо литифицированных песчаников и кремнистых аргиллитов и комплекс слабо литифицированных песчаников, гравелитов, мелкогалечных конгломератов и брекчий [68]. Третья ассоциация представлена кайнотипными эффузивными и пирокластическими образованиями [9]. В отличие от палеотипной ассоциации, в которой повсеместно фиксируются преобразования первичного минерального состава, а в случае амфиболитов — перекристаллизация и рассланцевание пород с изменением степени метаморфизма от начальной стадии зеленосланцевой до амфиболитовой фации, породы кайнотипной ассоциации имеют свежий облик и лишены вторичных изменений.

Они представлены тремя группами вулканических пород, относящихся к различным петрохимическим типам — щелочному, известково-щелочному и толеитовому. Преобладающей является известково-щелочная серия андезитобазальтов и андезитодацитов. В меньших объемах встречены толеитовые базальты и их редкие кислые дериваты. Щелочные базальтоиды установлены в незначительных коли-

чествах, но представляют собой едва ли не самую интересную в петрогенетическом отношении группу вулканитов благодаря обнаруженным в них ксенолитам шпинелевых лерцолитов [9]. Для щелочных базальтоидов имеется определение возраста К-Аг методом — 4 млн лет [172].

Итак, заканчивая описание геологического строения и структурного положения позднекайнозойских вулканических образований обрамления Командорской впадины Берингова моря, подчеркнем, что оба комплекса образуют, видимо, единый пояс, окружающий с запада, севера и востока глубоководную котловину. В пределах континента, несмотря на различия в степени дислоцированности, вулканогенно-обломочный и вулканогенный комплексы пространственно тесно связаны между собой и отвечают двум различным этапам вулканической деятельности, причина которой заключается в общности региональных тектонических процессов.

## ГЛАВА II

### ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Для вулканогенных пород, нередко обладающих полнокристаллическим или стекловатым сложением, одним из главных классификационных признаков является химический состав. Поэтому выделение типов пород проведено согласно классификации, предложенной Терминологической комиссией Петрографического комитета АН СССР [40], а также классификации подкомиссии по систематике изверженных пород МСГН [135]. Тем не менее и петрографо-минералогические особенности пород являются весьма информативными, в связи с чем петрохимическое разделение контролировалось минералогической классификацией А. Эварта [74], учитывающей состав и распределение фенокристов и микролитов в эффузивах.

Минералого-петрографическая характеристика вулканических пород основывается на изучении их в прозрачных шлифах и на исследовании породообразующих минералов на рентгеноспектральном микроанализаторе. Анализы минералов и стекол выполнены на микроанализаторах JXA-5A и Camebax (операторы Л.В. Усова и О.Н. Майорова) в ИГиГ СО АН СССР. Суммарное железо определялось в двухвалентной форме. В таблицах и тексте:  $f = \text{Fe}^{2+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$  ат. % — железистость фемических минералов;  $A_n$  — содержание анортитового компонента в плагиоклазах (в мол. %). Номенклатура пироксенов соответствует классификации Н.Л. Добрецова с соавторами [22].

Вулканические породы выделенных структурно-вещественных комплексов характеризуются латеральной неоднородностью состава, выраженной в смене минеральных парагенезисов и различиях в химизме породообразующих минералов. Данные вариации характерны для пород каждой из серий и связаны с различием в составе исходных

магм. Поэтому представляется целесообразным изложить петрологический материал на региональной основе.

Приводимая ниже сводная характеристика петрографии и минералогии вулканитов дана по петрографическим типам. Учитывая специфику обсуждаемых пород, в частности наличие сквозных минеральных парагенезисов практически идентичного состава и близких структурно-текстурных признаков в дифференцированном ряду пород базальт—андезит—дацит, необходимо определить их тип. Под петрографическим типом нетрадиционно понимается серия пород переменного химического состава, обладающая общими или близкими особенностями минералогии, а также структурно-текстурных свойств.

## ЮГ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

### Вулканогенно-обломочный комплекс

Среди эффузивов вулканогенно-обломочного комплекса юга Корякского нагорья выделяются три петрографических типа.

**Вулканиты I** (андезитобазальты, андезиты и дациты) развиты в составе нижней вулканогенно-обломочной толщи, где они образуют потоки мощностью 10—20 м, с глыбовой отдельностью. Текстура обычно флюидальная, обусловленная переменным содержанием породообразующих минералов в отдельных полосах и местами их субпараллельной ориентировкой.

Андезиты и дациты этого типа обладают порфировой структурой. Содержание вкрапленников достигает 40% объема породы, но в андезитобазальтах уменьшается до 20% объема породы. Структура основной массы гиалопилитовая, реже криптокристаллическая. В дацитах фенокристы представлены ортопироксеном, клинопироксеном, плагиоклазом, реже оливином (табл. I, 1,2). В андезитах встречаются оливин-ортопироксен-клинопироксен-плагиоклазовые ассоциации вкрапленников (табл. II, 1). В андезитобазальтах среди фенокristов исчезает ортопироксен. Во всех парагенезисах присутствует титаномагнетит. Основная масса сложена титаномагнетит-пироксен-плагиоклазовым агрегатом с переменным количеством стекла (табл. II, 1,2).

Оливины образуют бочонковидные гипидиоморфные выделения, нередко окруженные каймой рудного минерала.

Плагиоклазы в лавах этого типа (табл. 4, анализы 1, 3, 7, 8, 10—14) варьируют по составу от  $An_{33}$  до  $An_{62}$  и представлены отчетливо зональными кристаллами. Зональность фиксируется при оптическом изучении, причем ядра кристаллов нередко имеют округлые очертания (оплавленные, резорбированные), в то время как внешние зоны, образующиеся после перерыва в росте кристалла, имеют таблитчатый габитус. Эта зональность не всегда фиксируется при точечном анализе фенокristов на рентгеноспектральном микроанализаторе из-за различных уровней среза зерен плагиоклаза в пределах шлифа [34] и ритмичного характера зональности в некоторых случаях. Наиболее крупные вкрапленники зонального плагиоклаза содержат обильные расплавные включения, которые насыщают

Таблица 4. Состав плагиоклазов из эффузивов известково-щелочной серии вулкано-обломочного комплекса юга Коряжского нагорья

Компонент	1	2ц	2цк	2к	3	4ц	4к
SiO <sub>2</sub>	52,29	51,21	61,57	63,79	61,91	51,92	51,87
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,08	0,14	0,16	0,20	0,10	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,33	29,12	21,84	21,34	22,30	28,86	28,67
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01
FeO	1,01	0,96	0,68	0,62	0,92	1,09	1,01
MnO	0,01	0,04	0,00	0,00	0,04	0,04	0,02
MgO	0,00	0,00	0,03	0,00	0,08	0,00	0,00
CaO	12,52	13,41	5,67	3,54	9,99	12,75	12,74
Na <sub>2</sub> O	4,33	3,92	8,33	9,35	6,77	4,11	4,02
K <sub>2</sub> O	0,14	0,11	0,77	0,98	0,39	0,15	0,13
Сумма	98,73	98,86	99,06	99,78	102,4	99,02	98,60
Ан	62	65	27	17	36	63	64

Компонент	8ц	8цк	8цк	8цк	8цк	8к
SiO <sub>2</sub>	60,23	59,74	60,56	61,02	60,97	59,28
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,03	0,004	0,00	0,00	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,84	24,06	23,58	23,35	22,99	24,39
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,40	0,37	0,46	0,49	0,48	0,50
FeO	0,01	0,00	0,04	0,03	0,02	0,00
MnO	0,00	0,02	0,01	0,00	0,03	0,04
MgO	6,89	7,20	6,71	6,35	6,37	7,58
CaO	7,05	6,87	7,03	7,24	7,29	6,44
Na <sub>2</sub> O	0,52	0,51	0,53	0,56	0,60	0,46
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—
Сумма	98,94	98,80	98,96	99,04	98,75	98,73
Ан	35	37	35	33	33	40

обычно центральную часть кристаллов или распределяются по зонам роста. Характер зональности плагиоклазов отражен на рис. 7.

Большинству фенокристов свойственна нормальная зональность. Резорбированные ядра представлены лабрадором, промежуточные зоны — андезином, каймы имеют андезин-олигоклазовый состав. Многим кристаллам свойственна осцилляционная или пятнистая зональность. Кристаллы с пятнистой зональностью обычно наиболее насыщены расплавленными и флюидными включениями, что предполагает кристаллизацию их из газонасыщенной среды в период относительного пересыщения газовой фазой [74]. Последнее может быть вызвано пульсационной декомпрессией либо при подъеме магматической колонны, либо при фракционной кристаллизации в промежуточной магматической камере в условиях активной тектонической обстановки. Более характерны для лав данного петрогра-

	5ц	5цк	5к	6ц	6цк	6к	7ц	7к
	49,89	54,25	60,73	56,91	59,81	60,93	53,04	61,16
	0,04	0,07	0,31	0,04	0,03	0,05	0,01	0,35
	30,34	27,20	22,91	26,28	24,83	23,76	28,07	17,66
	0,00	0,02	0,03	0,34	0,35	0,43	0,89	6,76
	0,67	1,01	0,68	0,07	0,00	0,00	0,1	0,10
	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,04	4,05
	0,00	0,04	0,45	9,61	7,87	6,93	12,17	5,23
	14,51	11,17	5,96	5,71	6,31	6,96	4,49	2,90
	0,05	0,18	0,73	0,31	0,42	0,52	0,17	0,11
	0,05	0,18	0,73	—	—	—	—	—
	98,65	98,94	99,17	99,28	99,00	99,58	98,89	90,32
	72	35	31	48	41	35	60	36

	9ц	9цк	9к	10ц	10к	11ц	11к
	60,61	60,02	57,71	53,21	70,73	54,46	54,60
	0,02	0,01	0,03	0,04	0,75	0,00	0,00
	23,42	23,58	25,44	27,88	14,72	28,86	28,95
	0,02	0,04	0,28	0,03	0,03	—	—
	0,49	0,49	0,54	0,83	3,85	0,36	0,43
	0,00	0,00	0,02	0,01	0,07	—	—
	0,04	0,03	1,21	0,07	0,36	0,02	0,01
	7,05	7,23	8,82	12,18	3,26	10,80	9,82
	6,08	6,81	6,12	4,26	3,43	4,87	5,77
	0,51	0,48	0,64	0,14	1,33	0,17	0,20
	97,64	98,69	100,81	98,65	98,53	99,54	99,78
	34	37	45	62	35	55	47

фического типа кристаллы с осцилляторной (как прямой, так и обратной) зональностью. Феномен осцилляторной зональности в плагиоклазах изверженных пород неоднократно обсуждался в литературе [137, 77]. Отмечалось, что изменение общего давления на 1000 атм вызывает изменение состава плагиоклаза на 0,5%  $A_n$ , изменение температуры на 10°С — на 1%  $A_n$ , изменение давления  $H_2O$  на 1000 атм — на 1%  $A_n$ . Если образование нормальной зональности в плагиоклазах легко объяснимо нарастанием отношения  $A_6/A_n$  в кристаллизующемся расплаве при отсутствии взаимодействия с ним уже образованных кристаллов, то обратная и осцилляторная зональность неинтерпретируемы с позиций обычной кристаллизационной дифференциации [137]. Для объяснения осцилляторной зональности предложены более сложные механизмы.

Модель Т.П. Лумиса [137] предполагает существование локальной

Таблица 4 (окончание)

Компонент	12ц	12к	13ц	13к	14ц	14к
SiO <sub>2</sub>	53,41	53,36	60,34	60,31	53,35	53,40
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,31	28,28	24,59	24,57	28,86	28,90
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—
FeO	1,02	0,81	0,30	0,30	0,84	1,06
MnO	—	—	—	—	—	—
MgO	0,18	0,09	0,02	0,02	1,1	0,21
CaO	12,35	12,85	7,24	7,24	12,58	12,24
Na <sub>2</sub> O	4,26	4,25	7,39	7,17	4,14	4,33
K <sub>2</sub> O	0,14	0,14	0,48	0,55	0,13	0,14
Сумма	99,70	99,81	100,40	100,20	101,23	100,31
<i>Ан</i>	61	62	34	35	62	61

Примечание. 1—11 — андезиты; 12—14 — дациты. Здесь и далее: содержание оксидов — в мас. %; ц — центр кристалла, кк — зона перехода от центра к краю, к — край кристалла, в — вростики в кристаллах; прочерк — компонент не определялся.

периодической конвекции в камере, вызывающей попеременное отложение зон различного состава. А. Т. Андерсон [77] предложил механизм пульсационного подъема газонасыщенной магмы с деформацией пограничного с кристаллом слоя расплава и подтоком вещества другого состава. На рис. 7 приведен пример вкрапленника с осцилляторной зональностью, типичного для андезитов нижней толщи вулканогенно-обломочного комплекса юга Корякского нагорья. Существующие данные не дают возможности однозначно решить вопрос о происхождении зональности в описываемом случае, однако комплекс геохимических и геологических данных позволяет высказать гипотезу, объединяющую указанные модели, — периодический подъем магматической колонны с отстоем газонасыщенного расплава в промежуточных камерах в условиях активной конвекции вещества. Необходимо учитывать также вероятность значительной диффузии Na в андезитовом расплаве в области близкижидусных температур.

Ортопироксены лав нижней толщи вулканогенно-обломочного комплекса относятся к бронзитам (табл. 5, анализы 4—8; рис. 8), за исключением дацитовых потоков самых низов разреза, где во вкрапленниках зафиксирован гиперстен. Они представлены призматическими кристаллами, содержащими расплавные включения.

Несмотря на то что появление магнезиального ортопироксена в большинстве известково-щелочных серий традиционно связывается с исчезновением оливина, именно оливин-бронзитовый парагенезис вкрапленников является характерным для андезитобазальтов и андезитов данного петрографического типа. Появление такой ассоциации на ликвидусе свойственно высокомагнезиальным андезитовым и бонинитовым расплавам [174], в то время как высокоглиноземистые примитивные базальты, считающиеся исходными для боль-

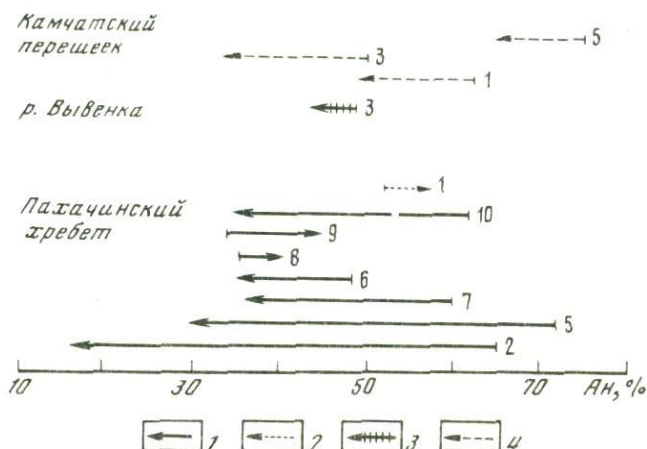


Рис. 7. Характер зональности вкрапленников плагиоклаза в позднекайнозойских вулканитах обрамления Командорской котловины

1 — тип I; 2 — тип II; 3, 4 — известково-щелочная серия: 3 — вулканогенного комплекса, 4 — вулканогенно-обломочного комплекса

Номера у стрелок соответствуют номерам анализов в табл. 4, 14, 16

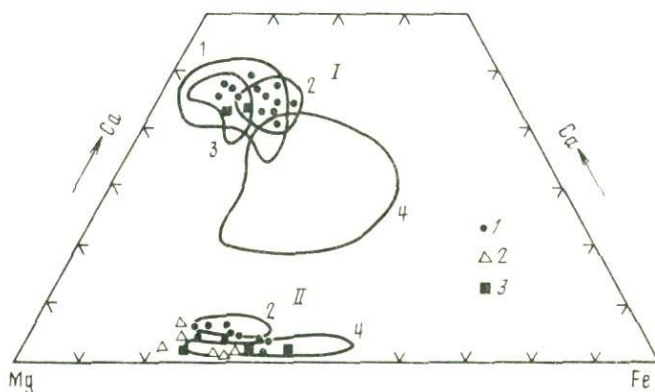


Рис. 8. Диаграмма Mg—Ca—Fe для моноклинных (I) и ромбических (II) пироксенов из вулканитов обрамления Командорской котловины

1—4 — поля составов пироксенов из вулканитов: 1 — Алеутской дуги [130], 2 — зоны Таупо, Новая Зеландия [94], 3 — вулкана Риндьяни, дуга Сунда [111], 4 — дуги Тонга—Кермадек [104]

1—3 — пироксены из вулканитов обрамления Командорской котловины: 1, 2 — юг Корякского нагорья (комплексы: 1 — вулканогенно-обломочный, 2 — вулканогенный); 3 — Камчатский перешеек

шинства андезитовых серий, обнаруживают отсутствие оливина на ликвидусе в широком диапазоне давлений [128].

Бронзиты южнокорякских лав аналогичны по составу ортопироксенам высокомагнезиальных андезитов пояса Сетоучи в Юго-Западной Японии, а также бронзитам оливин-пироксеновых андезитов зоны Таупо в Новой Зеландии (рис. 8). Железистые ортопироксены дацитов

Таблица 5. Состав ортопироксенов из эффузивов известково-щелочной серии вулканогенно-обломочного комплекса юга Корякского нагорья

Компонент	1ц	1к	2ц	2к	3	
SiO <sub>2</sub>	52,48	52,36	52,26	52,97	52,32	
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,15	0,18	0,16	0,27	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,53	0,51	0,73	0,62	0,55	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,12	0,00	0,03	0,03	0,10	
FeO	22,53	22,59	20,68	20,92	21,21	
MnO	0,77	0,81	0,78	0,72	0,56	
MgO	22,38	22,46	24,73	24,12	23,52	
CaO	1,26	1,22	1,27	1,23	1,92	
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,02	0,10	0,02	0,13	
K <sub>2</sub> O	0,00	0,02	0,02	0,04	0,01	
Сумма	100,20	100,14	100,78	100,83	100,59	
<i>f</i>	36,0	36,1	31,9	32,8	34,6	

Примечание. 1—4 — андезиты; 5—8 — дациты.

Таблица 6. Состав клинопироксенов из эффузивов известково-щелочной серии вулканогенно-обломочного комплекса юга Корякского нагорья

Компонент	1	2ц	2к	3ц	3к	4ц	
SiO <sub>2</sub>	52,69	47,05	53,05	50,05	49,92	49,73	
TiO <sub>2</sub>	0,35	2,75	1,82	1,32	1,53	1,16	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,45	4,15	3,34	3,87	3,60	5,09	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,06	0,08	0,22	0,07	0,10	
FeO	8,14	10,40	7,81	8,13	8,67	9,36	
MnO	0,42	0,22	0,18	0,21	0,22	0,25	
MgO	14,97	13,50	12,98	14,77	14,96	15,34	
CaO	21,59	20,42	18,29	21,28	21,00	18,38	
Na <sub>2</sub> O	0,36	0,78	0,57	0,50	0,56	0,37	
K <sub>2</sub> O	0,09	0,01	0,01	0,02	0,02	0,09	
Сумма	100,06	99,34	98,13	100,37	100,55	99,87	
<i>f</i>	23,4	30,2	25,3	23,6	24,4	25,5	

Примечание. 1—5 — андезиты; 6—8 — дациты.

этого петрографического типа аналогичны гиперстенам дацитов зоны Таупо и вулкана Батур на о-ве Бали. Смена бронзита гиперстеном во вкрапленниках кислых эффузивов отражает процесс низкобарической кристаллизационной дифференциации, происходящей на заключительных этапах эволюции исходных магм [186]. Однако выделения ортопироксена в основной массе дацитов более магнезиальные, чем фенокристы (см. табл. 5). В ряде работ [62, 166] такие соотношения

	4ц	4к	5	6	7	8
	53,53	54,49	52,75	54,45	52,15	54,55
	0,20	0,23	0,37	0,16	0,35	0,24
	0,90	0,62	0,72	0,37	1,20	0,93
	—	—	—	—	—	—
	17,58	18,80	21,08	19,42	20,21	15,99
	0,61	0,75	0,65	1,14	0,55	0,43
	25,72	24,42	20,77	23,71	21,40	25,33
	1,22	1,16	2,51	0,84	2,52	1,94
	0,03	0,03	0,05	0,04	0,06	0,04
	0,01	0,01	0,02	0,00	0,03	0,00
	99,80	100,51	98,92	100,13	98,49	99,45
	27,7	30,2	36,3	31,5	25,7	26,2

	4к	5ц	5к	6ц	6к	7	8
	50,63	52,99	52,32	53,10	53,99	53,09	52,33
	0,69	0,19	0,13	0,36	0,37	0,32	0,44
	3,62	0,96	0,70	1,60	1,66	1,17	2,11
	0,04	0,01	0,04	—	—	—	—
	9,65	10,49	10,06	8,95	9,08	8,45	8,72
	0,28	0,39	0,33	0,32	0,29	0,41	0,30
	15,47	14,76	14,92	15,87	14,99	13,83	15,26
	18,27	20,43	21,16	19,98	20,38	21,77	19,96
	0,32	0,49	0,40	0,27	0,27	0,48	0,28
	0,03	0,02	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00
	99,27	100,73	100,09	100,47	100,03	99,52	99,40
	25,6	28,4	27,5	24,0	25,4	25,5	24,3

трактовались как результат смешения двух магм. Несмотря на то что имеются дополнительные указания на реальность процесса смешения (наличие обратной зональности у некоторых плагиоклазов, см. рис. 7), имеющиеся данные не позволяют однозначно решить этот вопрос.

Клинопироксены присутствуют в трех генерациях. Крупные идиоморфные фенокристаллы, иногда с нормальной зональностью, сложены субкальциевыми диопсидами (табл. 6; см. рис. 8). Они

содержат расплавные и флюидные включения, приуроченные обычно к центральной части кристаллов. Наиболее часто встречаются мелкие ксеноморфные и гипидиоморфные зерна плагиоклазов, включенные в диопсидовые вкрапленники. Микрофенокристы, относящиеся также к субкальциевым диопсидам, образуют гипидиоморфные выделения, нередко с обратной зональностью (табл. 6, анализ 2). Клинопироксены также наблюдаются в основной массе. Кроме того, мелкие ксеноморфные зерна пироксена присутствуют во внешних зонах крупных зональных вкрапленников плагиоклаза. Необходимо отметить, что состав клинопироксенов в лавах нижней части вулканогенно-обломочного комплекса является проходящим для ряда андезито-базальт—андезит—дацит (табл. 6). Более того, практически не изменяются количественные соотношения минералов в ассоциациях вкрапленников в средних и кислых лавах. Кислый валовой состав эффузивов достигается за счет ультракислого состава стекол в основной массе.

Составы клинопироксенов вулканических пород традиционно используются для петрологических реконструкций. В последнее время появились работы [157, 136], в которых делается попытка палеотектонической интерпретации эффузивов по составу клинопироксенов фенокристового парагенезиса. Анализ вариационных диаграмм позволил определить сериальную принадлежность клинопироксенов лав нижней части разреза вулканогенно-обломочного комплекса юга Корякского нагорья. На диаграмме  $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3$  [134] они попадают в поле клинопироксенов из субщелочных (включая известково-щелочные) лав, характеризуясь высокой кремнекислотностью и низкой глиноземистостью (рис. 9). По соотношению  $\text{Ti}$  и  $\text{Ca} + \text{Na}$  практически все составы классифицируются как принадлежащие к толеитовым или известково-щелочным вулканитам (рис. 10,а). Два анализа попадают в поле клинопироксенов из щелочных пород за счет повышенных концентраций  $\text{Na}$ . Этот же фактор приводит к смещению точек состава клинопироксенов лав нижней толщи в поле пироксенов внутриплитных щелочных базальтов на диаграмме  $\text{FeO—TiO}_2\text{—Na}_2\text{O}$  [157].

По соотношению  $\text{Ti}$  и суммарного  $\text{Al}$  также выявляется принадлежность данных пироксенов к фенокристам из вулканитов известково-щелочных ассоциаций (рис. 10,в). Низкие содержания  $\text{Ti}$  и  $\text{Al}$ , характерные для орогенных магм, типичны и для кристаллизующихся из них вкрапленников. На диаграмме  $(\text{Ti} + \text{Cr})\text{—Ca}$  клинопироксены нижней толщи вулканогенно-обломочного комплекса в основном определяются как принадлежащие к орогенным вулканитам (рис. 10,б).

Более корректным методом изучения химизма пород и минералов является дискриминантный анализ. Применение линейных дискриминантных функций, предложенных Р. Нисбетом и Дж. Пирсом ( $F_1 = 0,012\text{SiO}_2 - 0,0807\text{TiO}_2 + 0,026\text{Al}_2\text{O}_3 - 0,012\text{FeO}_{\text{обш.}} - 0,0026\text{MnO} + 0,0087\text{MgO} - 0,0128\text{CaO} - 0,0419\text{Na}_2\text{O}$  и  $F_2 = 0,0469\text{SiO}_2 - 0,0818\text{TiO}_2 - 0,0212\text{Al}_2\text{O}_3 - 0,0041\text{FeO}_{\text{обш.}} - 0,1435\text{MnO} - 0,0029\text{MgO} + 0,0085\text{CaO} + 0,0169\text{Na}_2\text{O}$ ), выявляет близость клинопироксенов нижней толщи к диопсидам двупироксеновых андезитобазальтов и андезитов вулканического массива Тонгариро (Новая Зеландия) и к клинопироксенам

Рис. 9. Диаграмма  $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3$  для клинопироксенов из вулканитов обрамления Командорской котловины

1—4 — поля составов пироксенов [134]: 1 — субщелочных, 2 — щелочных, 3 — перщелочных магм, 4 — базальтов срединно-океанических хребтов

1—3 — составы пироксенов: 1 — вулканогенно-обломочного комплекса Камчатского перешейка, 2 — вулканогенно-обломочного и 3 — вулканогенного комплексов юга Корякского нагорья

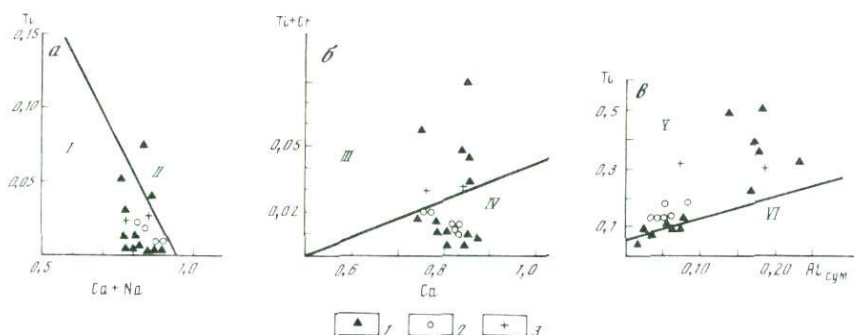
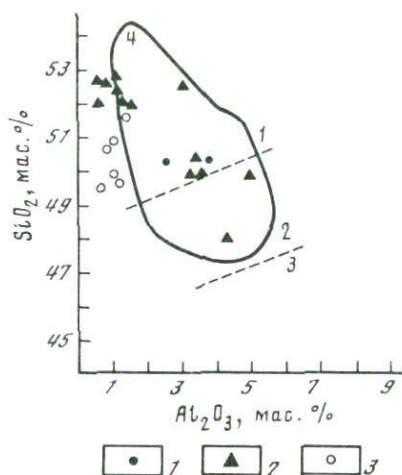


Рис. 10. Катионные диаграммы Ж. Летьере [136] для клинопироксенов из вулканитов обрамления Командорской котловины

Поля составов клинопироксенов из вулканитов: I — толеитовых и известково-щелочных, II — щелочных, III — неорогенных, IV — орогенных, V — известково-щелочных, VI — толеитовых

1—3 — клинопироксены лав комплексов: 1 — вулканогенно-обломочного и 2 — вулканогенного юга Корякского нагорья, 3 — вулканогенно-обломочного Камчатского перешейка

плиоцен-четвертичных лав центральной части Алеутской дуги. Попадание большинства составов в поле пироксенов из островодужных и океанических вулканитов может быть связано с выплавлением исходных магм из субстрата, отвечающего по составу океаническому толеиту.

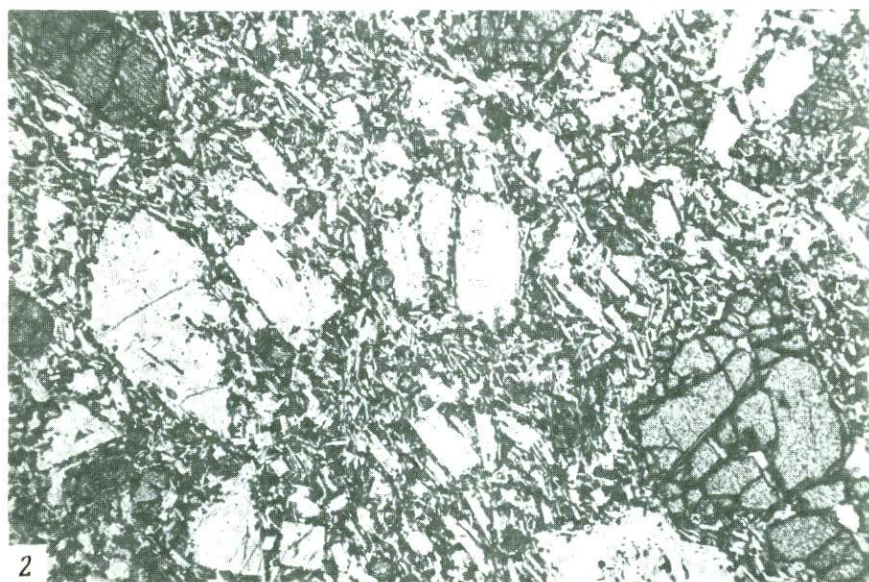
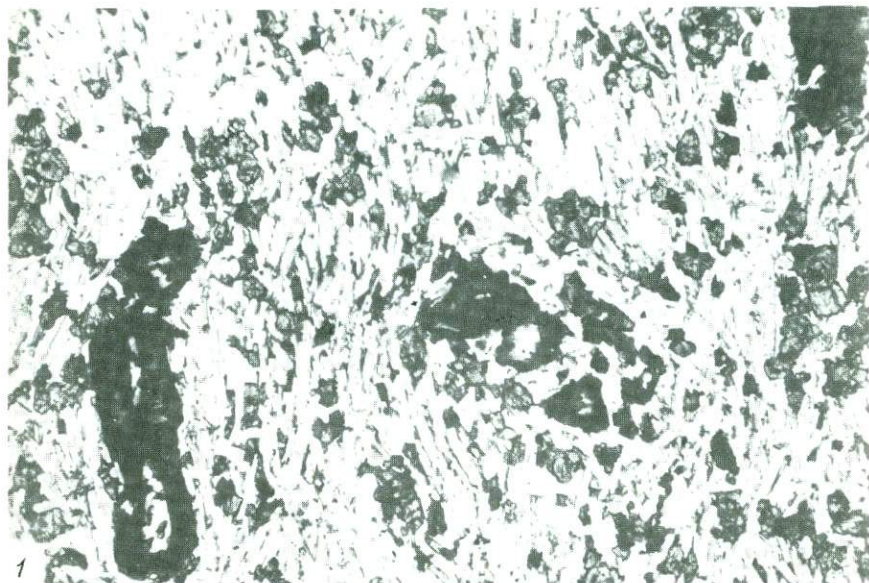
Титаномагнетиты присутствуют практически во всех ассоциациях порфировых выделений андезитобазальтов и андезитов нижней толщи вулканогенно-обломочного комплекса. В дацитах титаномагнетитовые фенокристы редки. Для них характерны высокие концентрации  $\text{TiO}_2$  (до 25 мас.%, табл. 7). Крупным вкрапленникам свойственна прямая зональность, выраженная в уменьшении содержаний  $\text{TiO}_2$  от центра к краю кристалла (табл. 7, анализ I). Эта тенденция сопро-

вождается уменьшением концентраций таких примесей, как  $\text{SiO}_2$  и  $\text{CaO}$ . По сравнению с титаномагнетитами типичных островодужных серий (Тонга, Алеуты) вкрапленники из лав нижней толщи обнаруживают повышенные концентрации  $\text{MnO}$ , а микрофенокристы —  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Последние также характеризуются высокими содержаниями окиси титана (табл. 7).

Ассоциации минералов основной массы однообразны: для андезитобазальтов и андезитов это пироксен-плагиоклазовый агрегат с переменным количеством стекла, для дацитов — главным образом плагиоклазовый агрегат со стекловатым мезостазиом. Стекла в основной массе характеризуются кислым составом при пониженной общей щелочности (табл. 8). Содержание щелочей (особенно калия) в остаточных стеклах лав нижней толщи значительно ниже, чем в эффузивах зрелых островных дуг и активных континентальных окраин, что может отражать различия в составах и условиях генерации исходных магм. В стеклах из дацитов нижней толщи иногда фиксируются округлые стекловатые включения (диаметром в несколько микрон) экзотического состава (табл. 8, анализ 1). Несмотря на неполную сумму анализа, тенденция состава, отличная от "нормальных" риолитовых стекол основной массы, фиксируется достаточно четко. Вмещающее глобулы стекло (табл. 8, анализ 2), в свою очередь, соприкасается по резкой границе с кислым стеклом несколько иного состава (табл. 8, анализ 3). Факт существования округлых включений стекла в стекле, экзотический характер химизма этих глобулей и такситовое сложение стекловатой основной массы в целом говорят в пользу развития ликвационных явлений в эффузивах нижней толщи вулканогенно-обломочного комплекса юга Корякского нагорья. В целом такие процессы довольно характерны для андезитов переходных зон [45].

Вторичные изменения в породах нижней толщи проявлены неравномерно. Наиболее сильно изменены (гематитизированы) глыбовые лавы кислого состава. В кровле андезитовых потоков иногда наблюдается слабое замещение первичных минеральных фаз соссюритом, кальцитом, хлоритом, серпентином, развитыми в зонах трещиноватости.

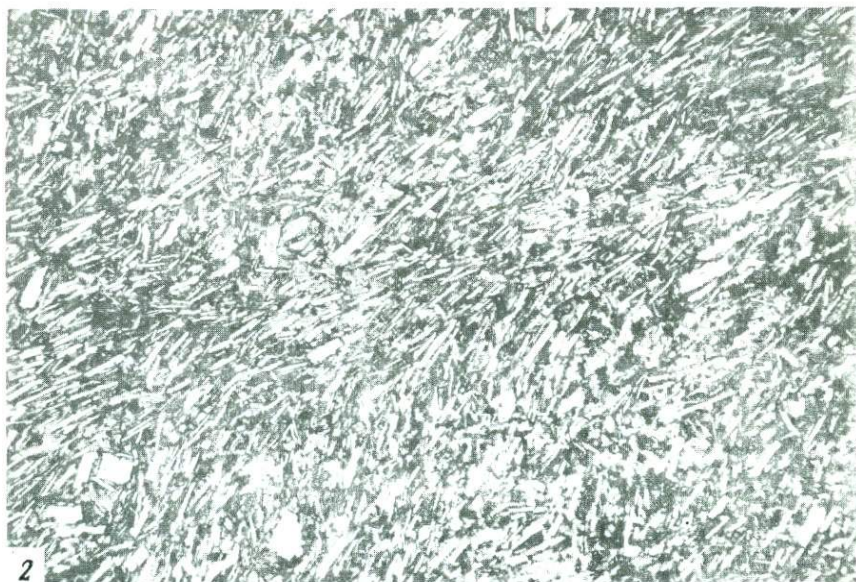
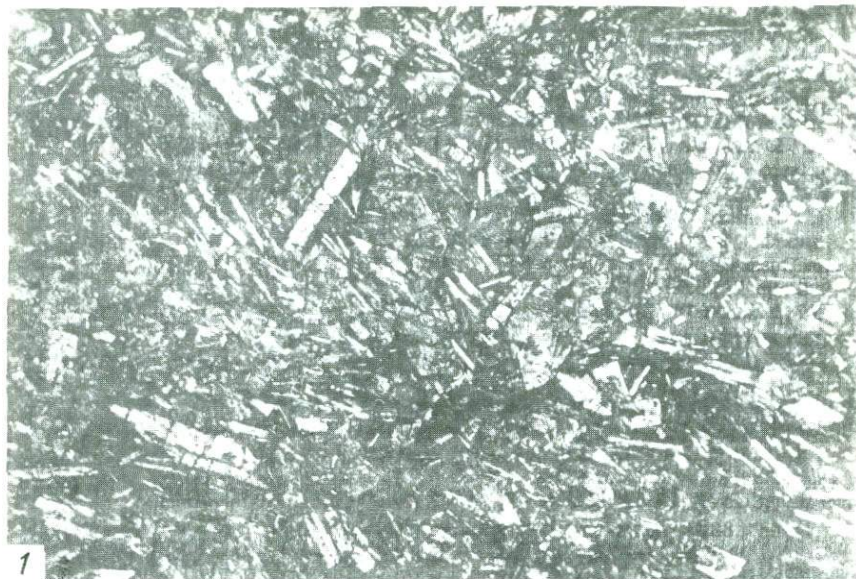
**Вулканиды типа II** характерны для средней толщи вулканогенно-обломочного комплекса. Они слагают потоки мощностью от первых метров до 10—15 м и обладают глыбовой, реже подушечной отдельностью. В одних случаях подушки размером 0,3—0,8 м отделены одна от другой и имеют корку закалывания, в других такая корка отсутствует и подушки сливаются друг с другом. Межподушечное выполнение образовано продуктами дезинтеграции вулканидов — обломками кристаллов, фрагментами раскристаллизованных и стекловатых лав. Пирокластические породы, ассоциирующие с лавами, представлены практически всеми типами — от глыбовых брекчий до тонкообломочных витрокристаллокластических туфов. Среди обломков пород в туфах преобладают продукты разрушения вулканических построек в виде обломков андезитобазальтовых и более кислых лав. Текстура эффузивов обычно массивная, реже пузыристая и флюидальная,



Оливинсодержащий двупироксеновый дацит

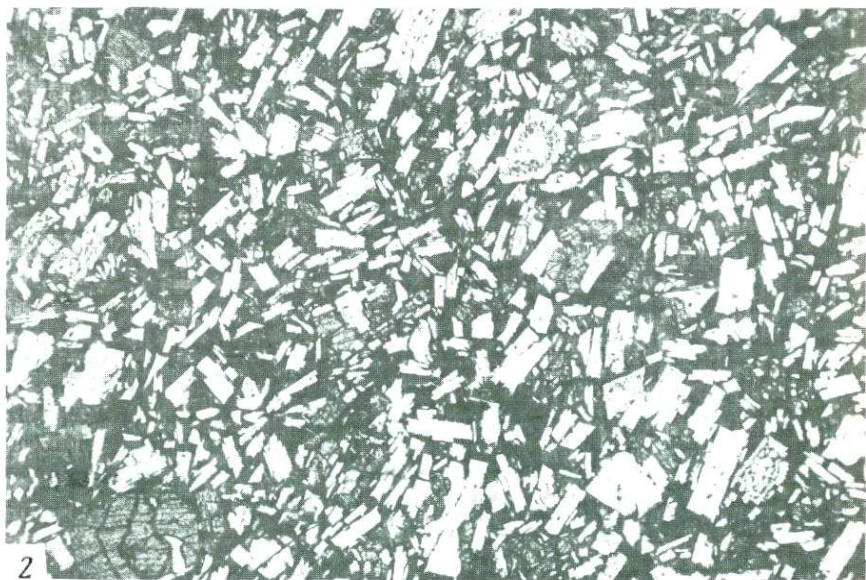
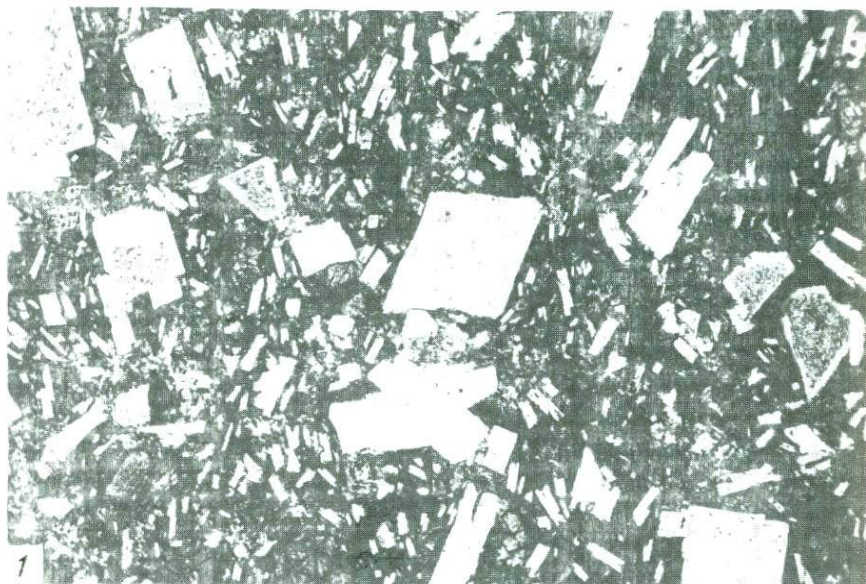
1. Обр. 64/83. Николи II. Увел. 63

2. Обр. 44/83. Николи II. Увел. 24



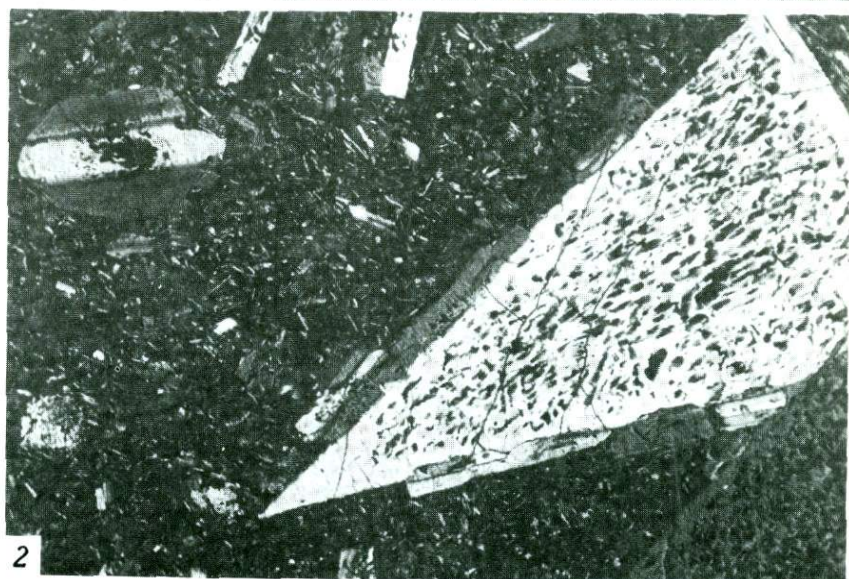
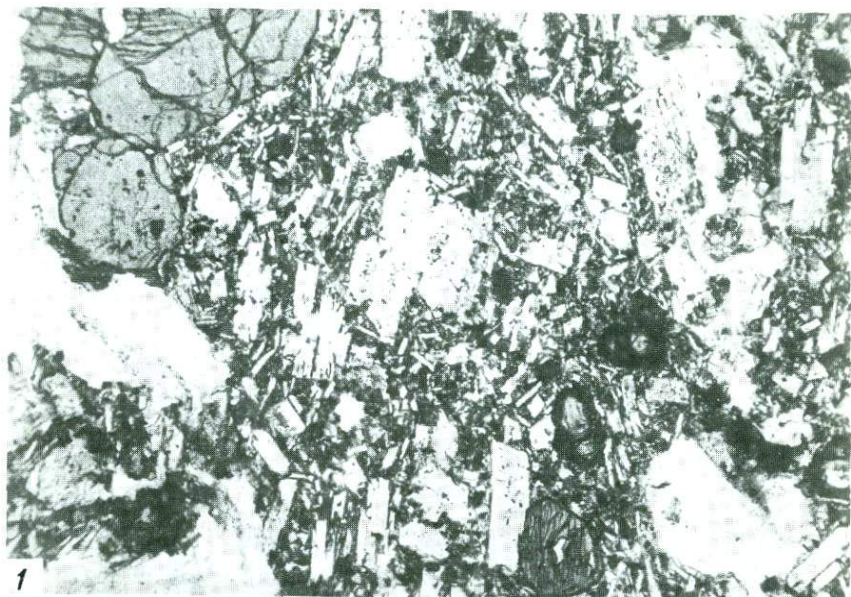
1. Основная масса плагиоклаз-пироксенового андезита. Обр. 10/83. Николи +. Увел. 63.  
Структура основной массы гиалопилитовая

2. Основная масса плагиофирового андезитодацита. Обр. 11/83. Николи II. Увел. 24.  
Структура основной массы гиалопилитовая



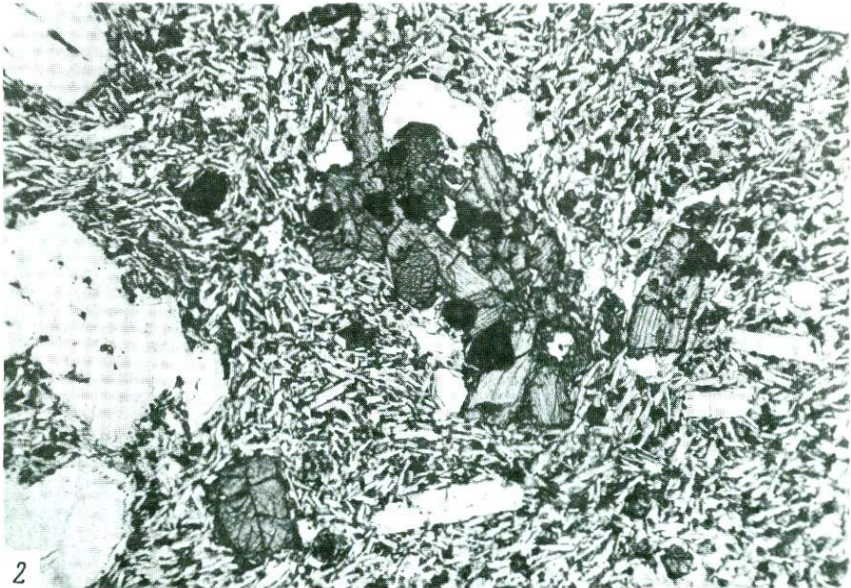
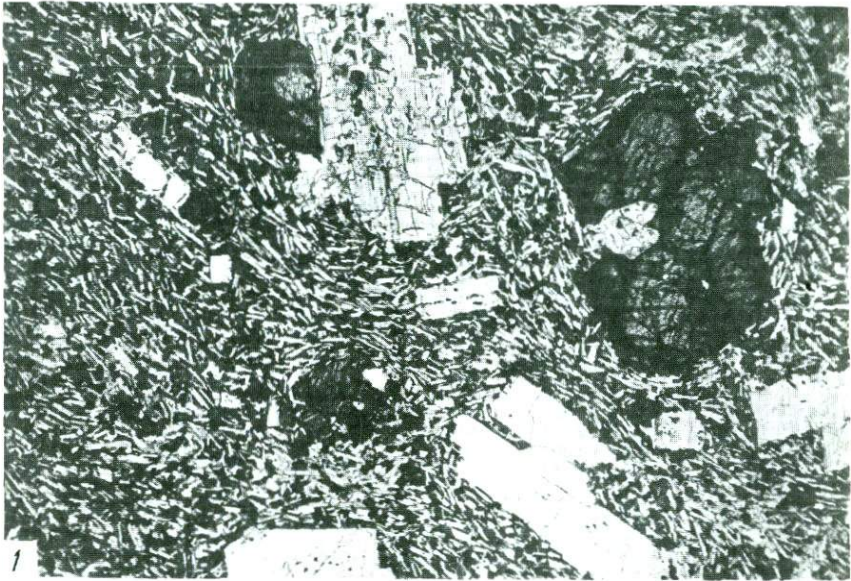
1. Плагиофировый андезитобазальт вулканогенно-обломочного комплекса с гялинивоу структурой основной массы. Обр. 160/83. Николи II. Увел. 24

2. Серийнопорфиновый пироксен-плагиоклазовый дацит вулканогенно-обломочного комплекса с гялинивоу структурой основной массы. Обр. 172/83. Николи II. Увел. 24



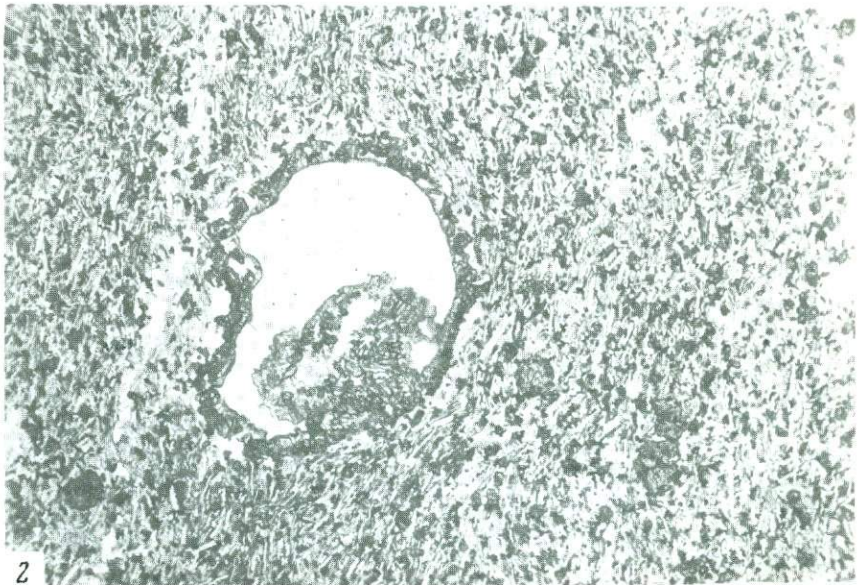
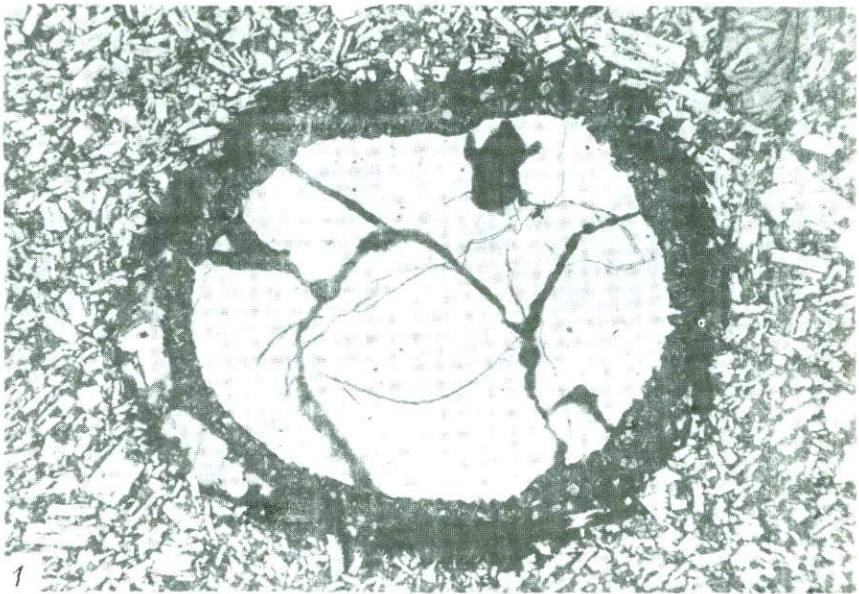
1. Андезитобазальт вулканогенно-обломочного комплекса юга Корякского нагорья с гиалопилитовой структурой основной массы. Обр. 124/83. Николи П. Увел. 24

2. Плагноклаз-пироксеновый андезит вулканогенно-обломочного комплекса юга Корякского нагорья с криптокристаллической структурой основной массы. Обр. 107/83. Николи +. Увел. 63



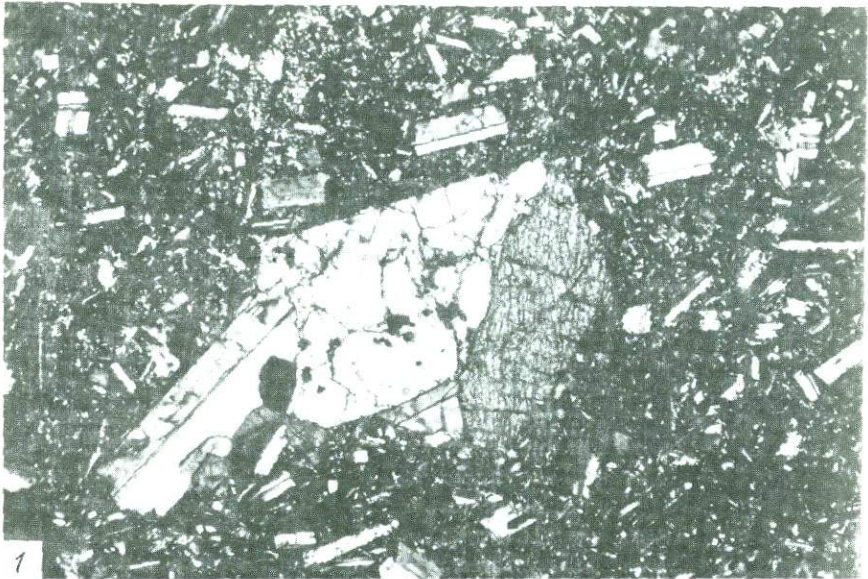
1. Оливинсодержащий плагиоклаз-пироксеновый андезит вулканогенного комплекса с гиалопилитовой структурой основной массы. Обр. 112/83. Николи П. Увел. 24

2. Минеральные кластеры (клинопироксен+ортопироксен+титаномагнетит) в андезитах вулканогенного комплекса юга Корякского нагорья. Обр. 118/83. Николи П. Увел. 24



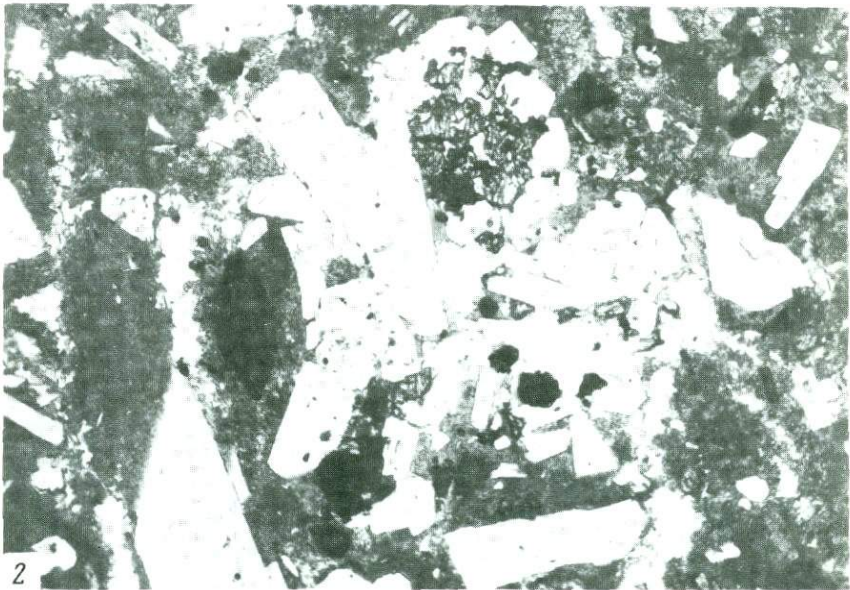
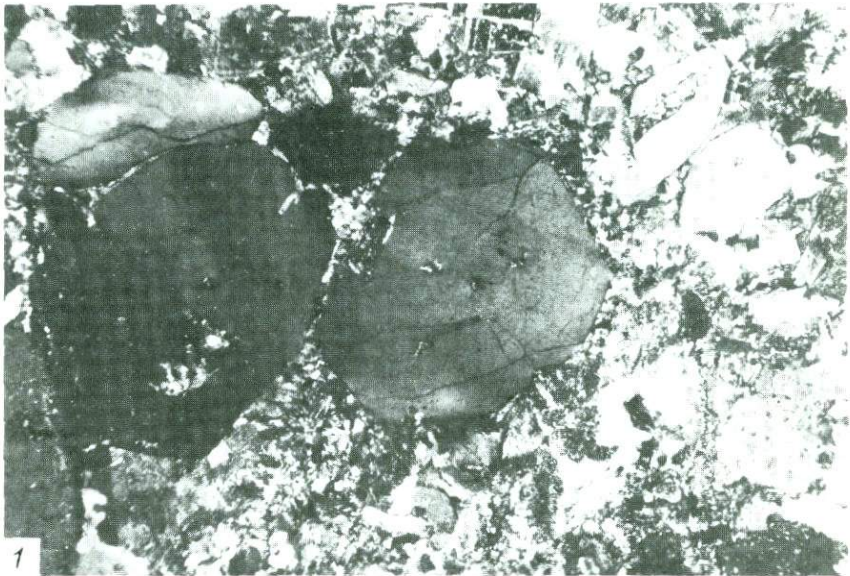
1. Коронарный кварц в андезите вулканогенного комплекса юга Корякского нагорья. Обр. 52А/83. Николи П. Увел. 24

2. Корродированный кристалл кварца в андезите вулканогенного комплекса юга Корякского нагорья. Обр. 72Б/83. Николи П. Увел. 24



1. Плагинклав-пирокленовый андезит вулканогенно-обломочного комплекса юга Корьякского нагорья с криптокристаллической структурой основной массы. Обр. 107/83. Николи + Увел. 63

2. Включения плагинклава в крупном зерне клинопироклена. Базальт вулканогенно-обломочного комплекса юга Корьякского нагорья. Обр. 16/83. Николи + Увел. 63



1. Вкрапленники кварца в риолитах вулканогенно-обломочного комплекса юга Коряжского нагорья. Обр. 178/83. Николи +. Увел. 24

2. Амфибол-плагиоклазовый андезит вулканогенного комплекса бассейна р. Вывенка. Обр. 55А/86. Николи II. Увел. 24

Таблица 7. Состав титаномагнетитов из андезитов известково-щелочной серии вулканогенно-обломочного комплекса юга Корякского нагорья

Компонент	1ц	1к	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	3,07	1,28	0,07	0,14	0,20	2,18
TiO <sub>2</sub>	25,03	18,50	22,36	22,76	15,08	10,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,93	0,78	0,93	0,68	1,91	1,88
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,15	0,05	0,13	0,07	0,09	—
FeO	64,69	75,04	72,79	72,42	77,00	84,03
MnO	0,57	0,60	0,81	0,77	0,50	0,79
MgO	2,35	3,26	3,67	4,01	2,50	1,09
CaO	0,41	0,33	0,15	0,04	0,08	0,22
Na <sub>2</sub> O	0,13	0,17	0,06	0,02	0,07	0,02
K <sub>2</sub> O	0,06	0,05	0,01	0,01	0,03	0,08
С у м м а	97,39	100,06	100,98	100,92	97,46	100,51

Примечание. 1 — крупный зональный вкрапленник; 2—5 — микрофенокристы.

Таблица 8. Состав стекол из основной массы эффузивов известково-щелочной серии вулканогенно-обломочного комплекса юга Корякского нагорья

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	46,16	69,73	73,91	70,11	76,51	72,19
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,72	0,85	0,62	0,09	0,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,66	14,70	14,54	17,40	13,58	12,92
FeO	2,65	2,22	3,97	4,16	0,73	2,85
MnO	0,00	0,04	0,04	0,05	0,00	0,04
MgO	0,08	0,33	0,66	0,59	0,12	0,00
CaO	0,20	7,30	2,20	1,89	1,45	1,74
Na <sub>2</sub> O	0,09	1,61	0,80	1,29	4,57	1,95
K <sub>2</sub> O	0,17	1,96	1,90	1,94	2,75	2,53
С у м м а	84,01	98,61	98,87	98,05	99,80	95,09

Примечание. 1—5 — из дацитов; 6 — из андезита. Содержание H<sub>2</sub>O не определялось.

обусловленная неравномерным распределением пузырьков, вкрапленников и микролитов, а иногда и их субпараллельной ориентировкой. Для вулканитов средней толщи вулканогенно-обломочного комплекса характерны порфиоровые структуры с переменным количеством вкрапленников — от 10—20% в андезитобазальтах (табл. III, 1; табл. IV, 1) до 40% в дацитах (табл. III, 2). В составе фенокристов преобладает плагиоклаз, в подчиненном количестве встречаются моноклинный и ромбический пироксен и титаномагнетит. В риолитах и риодацитах отмечаются вкрапленники кварца (табл. VIII, 1). Для основной массы характерны гиалопилитовые, иногда пилотакситовые структуры. В составе микролитов установлены плагиоклаз, пироксен,

титаномагнетит, реже апатит. Как правило, присутствует стекловатый мезостазис.

Плаггиоклазы в лавах типа II представлены тремя генерациями вкрапленников.

Крупные зональные вкрапленники варьируют по составу от битовнита до олигоклаза (см. рис. 7; табл. 4, анализы 2, 5). Ядра таких кристаллов, отвечающие по составу битовниту или лабрадору, имеют округлую корродированную форму. Промежуточные зоны таблитчатого габитуса имеют лабрадоровый состав. Наконец, внешние зоны сложены андезином или олигоклазом. Нередко зональность подчеркивается распределением расплавных и кристаллических включений. В ядрах расплавные включения отсутствуют, что может быть вызвано их переработкой при взаимодействии ранних ядер с неравновесным расплавом. Уничтожение включений может происходить и при залечивании трещин в кристаллах магматической жидкостью.

Вторая генерация фенокристов представлена зональными андезинами, обнаруживающими как нормальный, так и обратный тип зональности (см. рис. 7; табл. 4, анализы 6, 9). Для плаггиоклазов этой генерации также характерно зональное распределение расплавных и флюидных включений, причем последние либо насыщают центры кристаллов и отсутствуют во внешних зонах, либо приурочены к каймам зональных зерен и отсутствуют в ядрах (табл. III, 1; IV, 2). Такое распределение включений связывается с пульсационным газонасыщением расплава при декомпрессии в результате поступательного движения магматической колонны [77].

Плаггиоклазы третьей генерации образуют идиоморфные незональные микрофенокристы, отвечающие по составу лабрадору (см. табл. 4, анализ 4).

Моноклинные пироксены по оптическим характеристикам ( $c: Ng = 42 \div 44^\circ$ ,  $2V = 60^\circ$ ;  $r > v$ ) относятся к ряду диопсид—авгит. Иногда кристаллы клинопироксена обнаруживают слабую зональность.

Ромбические пироксены во вкрапленниках образуют удлиненные призматические кристаллы от 0,5 до 1,5 мм в поперечнике. В основной массе они представлены мелкими игольчатыми кристаллами.

Титаномагнетиты присутствуют практически во всех ассоциациях вкрапленников и представлены ксеноморфными выделениями, часто образующими сростания с клинопироксеном и плаггиоклазом.

Миндалекаменность в эффузивах средней толщи вулканогенно-обломочного комплекса развита неравномерно и возрастает в кровле отдельных потоков. Поры выполнены хлоритом, кварцем, карбонатным веществом. Вторичные изменения проявлены слабо. В андезитобазальтах этого петрографического типа спорадически развита сосюритизация, однако пироксены сохраняют свежий облик. В андезитах плаггиоклаз и пироксены практически не затронуты вторичными изменениями. В кровле потоков нередко проявлена гематитизация, захватывающая не более 30 см породы.

Вулканиды типа III развиты в низах средней толщи вулканогенно-обломочного комплекса юга Корякского нагорья. Они образуют потоки

Таблица 9. Состав минералов из андезитов толентовой серии вулканогенно-обломочного комплекса юга Корякского нагорья

Компонент	I <sub>ц</sub>	I <sub>к</sub>	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	55,56	55,53	55,31	37,24	36,99	35,16
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,05	0,08	0,08	0,00	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,81	27,75	27,38	0,00	0,00	0,00
FeO	0,57	0,60	0,81	19,74	31,73	35,19
MnO	—	—	—	0,00	0,00	0,00
MgO	0,05	0,07	0,07	41,76	29,20	28,07
CaO	10,66	11,53	10,43	0,14	0,17	0,17
Na <sub>2</sub> O	5,41	4,73	5,10	0,00	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,13	0,15	0,20	0,00	0,00	0,00
Сумма	100,24	100,41	99,38	98,96	98,09	98,61
<i>f</i>	—	—	—	21,0	37,8	41,3
<i>Ан</i>	52	57	52	—	—	—

Примечание. 1, 2 — плагиоклазы; 3—5 — оливины; 1—4 — фенокристы; 5 — выделение в основной массе.

небольшой (до 5 м) мощности, достаточно выдержанные по простиранию, и характеризуются глыбовой отдельностью и массивной текстурой. Очень редко наблюдается подушечная отдельность, а в наружных и краевых частях потоков — брекчированные лавы и гиалокластиты. Структура пород этого петрографического типа порфировая, с умеренным содержанием фенокристаллов (до 20% объема породы). Среди вкрапленников в андезитобазальтах установлены клинопироксен, оливин, плагиоклаз и титаномагнетит (табл. VII, 1). В андезитах оливин редок и преобладает плагиоклаз-клинопироксеновый парагенезис вкрапленников.

Плагиоклазы представлены зональными кристаллами с резорбированными ядрами и нередко с большим числом оболочек. Зональность отвечает обратному типу (табл. 9). Незональные микрофенокристы в эффузивах этого петрографического типа также отвечают по составу лабрадору, и разности кислее  $A_{n50}$  не встречены.

Оливины представлены изометричными, иногда резорбированными кристаллами и мелкими выделениями в основной массе (табл. I, 1, 2). Состав оливинов довольно разнообразен (табл. 9). Фенокристаллам присуща высокая железистость, сильно изменяющаяся от зерна к зерну. Вариации состава фенокристаллов в пределах одного шлифа связаны с их зональностью в отношении FeO и MgO, а также с различными уровнями среза зональных вкрапленников. Анализ 4 табл. 9 представляет внешнюю зону зонального фенокристалла. Кайма имеет близкую железистость с оливином в основной массе (табл. 9, анализ 5), что вытекает из законов кристаллизации магмы. Края вкрапленников, находящиеся в равновесии с основной массой, должны иметь и сходный состав. По железистости оливинов близок к оливиновым фенокристаллам плио-

цен-четвертичных лав Новогейбридской, Алеутской и Тонга-Кермадекской островных дуг.

Клинопироксены представлены двумя генерациями вкрапленников. Крупные кристаллы имеют иногда резорбированные края и содержат многочисленные включения довольно крупных и более мелких идиоморфных плагиоклазов таблитчатого габитуса (табл. III, 2; IV, 2). Более мелкие фенокристаллы имеют гипидиоморфный облик и содержат обычно большое количество ксеноморфных включений рудного минерала (табл. III, 2; IV, 1).

Для лав этого петрографического типа характерны гломеропорфирные сростания клинопироксена, оливина и плагиоклаза. Преобладающей структурой основной массы для андезитобазальтов является гиалопилитовая, для андезитов — микролитовая. Ассоциации микролитов довольно просты: в андезитобазальтах — плагиоклаз + клинопироксен + титаномagnetит + оливин, в андезитах — плагиоклаз + клинопироксен + титаномagnetит. Всегда в том или ином количестве присутствует вулканическое стекло.

Миндалекаменность весьма неравномерная. Выполнение пор: хлорит, кварц, реже карбонатное вещество. Вторичные изменения проявлены крайне слабо. Только внешние зоны оливиновых фенокрист замещены идингсит-боулингитовым агрегатом.

### **Вулканогенный комплекс**

Среди эффузивов вулканогенного комплекса юга Корякского нагорья выделяются два петрографических типа, сменяющие друг друга не в разрезе, а по латерали. Они приурочены к определенным вулканическим покровам, связанным с деятельностью изолированных вулканических центров. Латеральные вариации минералогии вулканитов недислоцированного комплекса могут быть связаны с различиями в эволюции близповерхностных очагов, часто фиксируемых под вулканами орогенных областей. На юге Корякского нагорья выделенные типы не обнаруживают четкой структурной приуроченности. Среди эффузивов вулканогенного комплекса преобладают оливин-плагиоклаз-пироксеновые андезитобазальты и андезиты (тип I). Плагиофировые андезиты (тип II) занимают подчиненное положение. Характерной чертой вулканогенного комплекса юга Корякского нагорья является его исключительно эффузивный состав.

**Вулканиты типа I** слагают горизонтальные покровы, варьирующие по мощности от 20 до 150 м. Относительно более мощные покровы состоят из нескольких потоков, границы между которыми не всегда хорошо различимы. Отдельность гексагональная, столбчатая, реже мелкоглыбовая. Текстура массивная и пузыристая. Количество пор возрастает к кровле покровов, где развиты измененные андезитобазальтовые и андезитовые шлаки. Структура эффузивов порфиривая, с содержанием вкрапленников 5—25%. Ассоциация вкрапленников включает плагиоклаз, ортопироксен, клинопироксен, титаномagnetит (табл. III, 2).

Плагиоклазы лав этого петрографического типа отличаются высокой основностью и относятся к ряду лабрадор—битовнит (табл. 10).

**Таблица 10.** Состав минералов из андезитов известково-щелочной серии вулканогенного комплекса юга Корякского нагорья

Компонент	1	2	3	4ц	4к	5
SiO <sub>2</sub>	51,54	51,98	46,76	50,51	49,55	0,58
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	7,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,05	28,07	32,21	29,55	29,63	5,13
FeO	0,59	0,66	0,45	0,58	0,78	82,96
MnO	—	0,00	0,00	0,00	0,00	0,26
MgO	0,09	0,13	0,09	0,11	0,16	3,16
CaO	12,53	14,15	17,51	14,17	15,15	0,11
Na <sub>2</sub> O	3,40	3,86	1,64	2,81	3,42	0,00
K <sub>2</sub> O	0,10	0,18	0,002	0,08	0,10	0,00
Сумма	97,31	99,05	98,68	97,47	98,79	99,80
Ан	67	66	85	73	71	—

Примечание. 1—4 — плагиоклазы (вкрапленники); 5 — титаномagnetит (включен в бронзите).

**Таблица 11.** Состав фенокristов ортопироксенов из андезитов известково-щелочной серии комплекса юга Корякского нагорья

Компонент	1	2	3	4ц	4к	5ц	5к
SiO <sub>2</sub>	53,11	54,15	53,76	51,87	51,81	51,29	51,40
TiO <sub>2</sub>	0,24	0,25	0,28	0,36	0,31	0,38	0,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,07	1,50	1,72	0,63	0,71	0,78	0,64
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	0,01	0,02	0,02	0,01
FeO	14,42	15,01	15,65	21,26	20,92	20,84	20,88
MnO	0,15	0,25	0,44	0,57	0,57	0,60	0,60
MgO	26,59	25,87	25,77	22,80	23,51	22,99	23,19
CaO	1,48	1,67	1,55	1,97	1,88	1,91	1,80
Na <sub>2</sub> O	0,13	0,07	0,07	0,07	0,04	0,05	0,09
K <sub>2</sub> O	0,06	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,01
Сумма	98,25	98,77	99,24	99,57	99,77	98,88	98,96

Примечание. 1—3 — из оливин-пироксеновых андезитов; 4, 5 — из плагиоклаз-пироксеновых андезитов.

Крупные кристаллы нередко оптически зональны, однако при микроскопическом исследовании эта зональность нивелируется различиями в уровнях среза вкрапленников в пределах шлифа (табл. 10, анализ 4). Идиоморфные таблитчатые кристаллы (табл. III, 2) отвечают по составу битовниту (Ан<sub>85</sub>) и являются наиболее кальциевыми плагиоклазами среди вкрапленников изученных вулканитов. Микрофенокristы имеют

лабрадоровый состав (табл. 10, анализы 1, 2). Плагноклазы этого петрографического типа также содержат расплавные и флюидные включения, насыщающие обычно центральную часть кристаллов. Кроме того, во внешних зонах некоторых вкрапленников встречены вторичные газо-жидкие включения, тяготеющие к коррозионным трещинам и деформациям и отвечающие по составу разреженной атмосфере с некоторым количеством  $\text{CO}_2$ , захваченной во время кристаллизации лавы на поверхности (личное сообщение Н.В. Бердникова, 1986 г.).

Ортопироксены (табл. 11, анализы 1—3) представлены призматическими незональными кристаллами, отвечающими по составу бронзиту. По железистости ( $f = 23 \div 25$  ат.%) бронзиты лав вулканогенного комплекса идентичны магнизиальным ортопироксенам примитивных андезитов фронтальной части Марианской дуги [132] и юго-западной части Японии. Как и плагноклазы, бронзиты содержат расплавные включения, не обнаруживающие какой-либо пространственной приуроченности. Помимо включений расплава, встречаются и содержащие кристаллическую фазу (титаномагнетит, плагноклаз) вакуоли, приуроченные к внешним частям относительно более крупных фенокристаллов.

Клинопироксены представлены субкальциевыми диопсидами (табл. 12, анализ 5), образующими небольшие призматические фенокристаллы, часто наблюдающиеся в сростках с плагноклазами (табл. V, 1).

Оливины образуют крупные порфиновые выделения (табл. V, 1), иногда в сростках с плагноклазом, а также микрофенокристы и очень редко мелкие изометричные включения в основной массе.

Титаномагнетиты встречены в виде кристаллов-узников в бронзитах и плагноклазах, а также в виде небольших ксеноморфных вкрапленников. Состав титаномагнетита, включенного в ортопироксен (см. табл. 10), характеризуется пониженными концентрациями  $\text{TiO}_2$  по сравнению с фенокристами титаномагнетита из лав вулканогенно-обломочного комплекса. Кроме того, ему свойственны повышенные концентрации такой примеси, как  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . По составу данный рудный минерал аналогичен титаномагнетитам из типичных островодужных вулканитов, например из андезитов дуги Тонга [103].

Для лав этого типа очень характерны гломеропорфиновые скопления кристаллов ромбического и моноклинного пироксенов и титаномагнетита (табл. V, 2). Иногда в эту ассоциацию входит плагноклаз. Подобные минеральные кластеры (crystal clots) весьма характерны для орогенных андезитов [111]. Наиболее часто встречаются кластеры с минеральной ассоциацией плагноклаз + клинопироксен + ортопироксен + магнетит. Обычно их происхождение трактуется как результат либо одновременного фракционирования нескольких минеральных фаз [108], либо распада высокоглиноземистых (паргаситовых) роговых обманок, являющихся ликвидусными фазами в исходных базальтовых расплавах [170].

Не останавливаясь детально на происхождении кластеров, заметим, что температуры кристаллизации пироксенов из скоплений, оцененные по двупироксеновому термометру, превышают температурные пределы

Таблица 12. Состав клинопироксенов из андезитов известково-щелочной серии вулканогенного комплекса юга Корякского нагорья

Компонент	1	2	3	4	5ц	5к
SiO <sub>2</sub>	51,06	50,50	49,71	49,97	51,10	51,97
TiO <sub>2</sub>	0,44	0,38	0,43	0,49	0,65	0,67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,23	1,07	1,13	1,44	1,38	1,82
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00
FeO	13,60	14,62	14,91	13,13	11,94	10,78
MnO	0,65	0,69	0,76	0,69	0,38	0,33
MgO	11,87	11,99	11,71	12,54	14,30	14,48
CaO	20,34	20,22	19,82	20,39	18,40	19,09
Na <sub>2</sub> O	0,42	0,37	0,38	0,42	0,33	0,44
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,02
Сумма	99,61	99,84	98,90	99,11	98,50	99,60

Примечание. 1—4 — фенокристы из плагиоклаз-пироксеновых андезитов; 5 — вкрапленник из оливин-пироксенового андезита.

стабильности амфибола в соответствующих физико-химических системах [111]. Кроме того, появление амфибола на ликвидусе возможно только при содержании воды в расплаве не менее 3 мас. % (по другим оценкам, не менее 6 мас. %). Как будет показано дальше, в случае андезитов юга Корякского нагорья исходные расплавы были недосыщены H<sub>2</sub>O. Наконец, точно такие же по минеральным парагенезисам кластеры установлены в неорогенных андезитах, в которых амфибол в принципе отсутствует во всем интервале ликвидусных—солидусных температур и давлений [111]. Все приведенные данные указывают на большую вероятность процесса нормальной фракционной кристаллизации соответствующих минеральных фаз.

В основной массе андезитобазальтов первого петрографического типа представлены микролиты плагиоклаза, клинопироксена, титаномагнетита, реже оливина и вулканическое стекло. Структура гиалопилитовая, реже криптокристаллическая. В андезитах основная масса представлена плагиоклаз-клинопироксен-титаномагнетитовым агрегатом с переменным количеством стекла. Структура гиалопилитовая, реже пилотакситовая. Вторичные изменения развиты очень незначительно и локально. Они выражены в замещении периферии оливиновых фенокристаллов иддингсит-боулингитовым агрегатом и в некотором изменении вулканического стекла.

**Вулканиды типа II** слагают маломощные (до 50 м) покровы, а также встречаются в виде отдельных потоков в многоярусных покровах большой мощности. Для вулканидов этого типа очень характерна гексагональная столбчатая отдельность, за исключением тех случаев, когда в подошве относительно более мощных потоков встречаются глыбовые лавы. Текстура эффузивов массивная, в кровле отдельных потоков пузыристая, однако типичных шлаков не встречено. Структура порфировая, с резким преобладанием вкрапленников плагиоклаза нескольких

**Таблица 13. Средние составы клинопироксенов из лав обрамления Командорской котловины и вулканитов различных геотектонических обстановок**

Компонент	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	51,61	50,72	50,70	50,02
TiO <sub>2</sub>	0,88	0,51	1,04	0,77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,56	1,35	3,22	3,57
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,01	—	0,10
FeO	9,07	13,16	10,03	9,43
MnO	0,28	0,58	0,21	0,37
MgO	14,76	12,82	13,90	15,27
CaO	20,22	19,71	19,65	20,33
Na <sub>2</sub> O	0,43	0,39	0,55	0,31
K <sub>2</sub> O	0,03	0,01	—	—
Сумма	99,89	99,26	99,30	100,17
<i>n</i>	13	6	2	39

Примечание: 1—3 — клинопироксены из лав: 1 — вулканогенно-обломочного комплекса юга Корякского нагорья, 2 — вулканогенного комплекса юга Корякского нагорья, 3 — вулканогенно-обломочного комплекса Камчатского перешейка; 4—10 — клинопироксены по [136] из: 4 — лав известково-щелочной серии активных континен-

генераций. Помимо плагиоклаза, в фенокристовой ассоциации наблюдаются моноклинные и ромбические пироксены. Кроме того, часто присутствуют крупные кристаллы коронарного кварца (табл. VI, 1, 2), вероятнее всего, ксеногенного происхождения.

Плагиоклазы представлены тремя генерациями вкрапленников.

Крупные идиоморфные кристаллы первой генерации имеют таблитчатый габитус, а также образуют оскольчатые выделения треугольной формы, насыщенные расплавленными и флюидными включениями (табл. IV, 2). Плагиоклазы второй генерации присутствуют в виде зональных кристаллов таблитчатой формы, также содержащих расплавленные включения, тяготеющие к центральным частям зерен. Плагиоклазы третьей генерации образуют микрофенокристы, часто наблюдаемые в сростках с плагиоклазами первой генерации, а также с клинопироксенами.

Ортопироксены более железистые, чем в лавах первого типа, и по составу отвечают гиперстенам (см. табл. 11, анализы 3, 4). Они образуют незональные призматические кристаллы, аналогичные по железистости ромбическим пироксенам типичных известково-щелочных серий (см. рис. 8).

Клинопироксены представлены идиоморфными фенокристаллами субкальциевых авгитов, характеризующихся, как и сосуществующие ортопироксены, повышенной железистостью по сравнению с клинопироксенами оливин-бронзитовых андезитов первого петрографического типа (см. рис. 8; табл. 12, анализы 1—4).

Повышенная железистость пироксенов в лавах второго типа объясняется более фракционированным характером последних, в то время как

5	6	7	8	9	10
51,22	50,63	50,44	51,33	49,09	48,16
0,53	0,51	1,16	0,87	1,62	1,77
2,99	3,26	3,13	3,12	3,94	5,88
0,17	0,12	0,32	0,37	0,34	0,17
8,56	9,23	7,99	8,21	9,75	7,67
0,29	0,27	0,26	0,25	0,22	0,38
15,08	15,09	14,40	16,23	13,03	13,42
20,41	20,41	21,04	19,26	21,36	21,65
0,27	0,28	0,35	0,29	0,41	0,67
—	—	—	—	—	—
99,52	99,52	99,09	99,93	99,76	99,77
66	121	31	187	80	38

тальных окраин, 5 — эффузивов островодужной известково-щелочной серии, 6 — островодужных толентов, 7 — толентов континентальных рифтов и океанических островов, 8 — абиссальных толентов, 9 — щелочных лав океанических островов, 10 — щелочных лав внутриконтинентальных рифтов. Здесь и далее  $n$  — число анализов.

оливин-бронзитовые андезиты представляют собой примитивные породы, наиболее близкие к исходным расплавам.

На диаграмме  $\text{SiO}_2$  —  $\text{Al}_2\text{O}_3$  [134] клинопироксены лав вулканогенного комплекса попадают в поле клинопироксенов субщелочных пород (см. рис. 9). Субщелочной характер подтверждается соотношением  $\text{Ti}$  и суммы  $\text{Ca}$  и  $\text{Na}$  (см. рис. 10, *a*). Низкие концентрации  $\text{Ti}$  и  $\text{Cr}$ , свойственные островодужным пироксенам, выявляют принадлежность изученных минералов к моноклинным пироксенам из вулканитов орогенных обстановок (см. рис. 10, *b*). Характер распределения  $\text{Ti}$  и суммарного алюминия устанавливает сходство пироксенов вулканогенного комплекса с фенокристами лав известково-щелочных серий зон перехода океан—континент (см. рис. 8, *в*). Сравнение средних составов южнокорейских клинопироксенов со средними значениями для групп из лав различных геотектонических обстановок (табл. 13) подтверждает близость первых к пироксенам из островодужных серий. В то же время клинопироксены вулканогенного комплекса более железистые, что может быть результатом кристаллизации их из уже отфракционированного расплава при температурах значительно ниже ликвидусных.

Ксенокристы коронарного кварца наблюдаются в виде округлых выделений, окруженных несколькими реакционными зонами (табл. VI, 1). Иногда в них наблюдаются коррозионные "залиты" основной массы вмещающей лавы (табл. VI, 1), образующиеся при нарушении закрытой системы, в которой находится окруженный короной ксенокристалл. В реакционных каймах присутствует стекло, а также кристаллы плагиоклаза, пироксена и магнетита. Образование коронарного кварца интерпретируется как результат взаимодействия ксенокристалла с

вмещающим расплавом путем диффузионного массопереноса прежде всего легкоподвижных щелочей [167].

В основной массе андезитов петрографического типа II присутствуют плагиоклаз, пироксен и магнетит. Структура микролитовая и пилотакситовая. Вторичные изменения проявлены крайне слабо и выражены в локальном замещении стекла карбонатным агрегатом.

## БАССЕЙН р. ВЫВЕНКА

### Вулканогенно-обломочный комплекс

В составе вулканогенно-обломочного комплекса бассейна р. Вывенка (центральная часть Олюторской зоны) выделяются два петрографических типа, приуроченные соответственно к нижней и верхней частям лавово-пирокластической толщи.

**Вулканиды типа I** (базальты, андезитобазальты, андезиты и дациты) слагают выдержанные по простираанию потоки мощностью до 20—30 м, с глыбовой отдельностью и массивной текстурой. В краевых частях потоков наблюдаются брекчированные лавы, повсеместно с потоками эффузивов ассоциируют лавобрекчии. Преобладающая структура вулканидов порфировая. Наблюдается широкий диапазон вариаций содержания вкрапленников — от редких одиночных зерен (субафировая структура) до кумулятивных скоплений в подошве мощных потоков, содержащих до 50 об.% порфировых выделений (серийнопорфировая структура). В случае хорошо отпрепарированных расслоенных потоков хорошо видно уменьшение содержаний вкрапленников от по-

Таблица 14. Состав минералов из эффузивов вулканогенно-обломочного комплекса бассейна р. Вывенка

Компонент	1ц	2ц	3ц	4ц
SiO <sub>2</sub>	52,31	52,48	54,24	46,24
TiO <sub>2</sub>	0,55	0,50	0,01	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,03	2,27	28,14	32,29
FeO	8,02	9,19	0,74	0,58
MnO	0,33	0,34	0,00	0,01
MgO	14,55	15,45	0,10	0,01
CaO	20,94	18,07	11,29	17,13
Na <sub>2</sub> O	0,27	0,35	4,89	1,62
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,18	0,07
Сумма	99,00	98,65	99,59	98,45
<i>f</i>	23,6	25,0	—	—
<i>Ан</i>	—	—	56	84

\*В анализах 6, 7, 8, 9 дополнительно определены Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1,75; 0,08; 1,46 и 0,04 соответственно) и V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (2,34; 1,17; 2,35 и 0,97 соответственно).

Примечание. 1, 2 — клинопироксены; 3—5 — плагиоклазы; 6, 8 — ильмениты (1—6,8 — вкрапленники); 7, 9 — вросстки титаномagnetита в ильменитах.

дошвы к кровле. Нижние части таких потоков представляют собой кумулятивную плагиоклаз-пироксеновую зону с плагиоклаз-магнетитовым интеркумуляусом. Далее идет переходная зона, отвечающая существенно раскристаллизованному порфиловому андезитобазальту или андезиту. В верхней части таких потоков находится зона, практически лишенная вкрапленников и характеризующаяся субафировой (афировой) структурой.

В ассоциацию фенокристов лав этого типа входят плагиоклаз, моноклинный и ромбический пироксены, амфибол и ильменит.

Плагиоклазы образуют зональные крупные кристаллы, нередко с оплавленными корродированными ядрами, насыщенными расплавленными и флюидными включениями. По составу (табл. 14) ядра отвечают битовниту —  $Ан_{82-84}$  и, видимо, фиксируют глубинный высокобарический этап кристаллизации, протекавший в маловодных условиях при преобладании во флюиде углекислоты [77]. Внешние зоны, отражающие послекоррозионный рост кристаллов на более высоких уровнях в магматической колонне, имеют идиоморфный габитус и почти всегда характеризуются осцилляторной зональностью. Кроме того, плагиоклаз присутствует в виде гипидиоморфных микрофенокристов, распространенных в интеркумулятивной фазе расслоенных потоков. По составу микрофенокристы относятся к лабрадорам ( $Ан_{56}$ , см. табл. 14).

Клинопироксены образуют короткопризматические порфировые выделения и по составу классифицируются как субкальциевые диопсиды, типичные для островодужных известково-щелочных серий (см. табл. 14). Относительно более крупные кристаллы проявляют оп-

	5ц	6ц*	7в	8ц	9в
47,05	—	—	—	—	—
0,01	34,67	3,30	37,64	2,92	
32,33	0,34	0,65	0,12	0,61	
0,55	60,41	92,40	57,08	93,17	
0,00	1,75	0,00	1,46	0,04	
0,02	0,39	0,07	0,24	0,02	
17,07	—	—	—	—	
1,78	—	—	—	—	
0,11	—	—	—	—	
98,92	97,56	96,42	96,54	96,76	
—	—	—	—	—	
82	—	—	—	—	

тическую зональность и часто образуют гломеропорфировые сростания с ортопироксенами.

Ромбические пироксены во вкрапленниках образуют удлиненные призматические кристаллы, представленные слабоокрашенным гиперстеном, плеохроирующим в розовых тонах.

Роговые обманки слагают призматические вкрапленники, плеохроирующие в бурых тонах. Оптические характеристики ( $c: Ng = 10 \div 15^\circ$ ,  $-2V = 70^\circ$ ,  $r > v$ ) позволяют отнести их к базальтическим роговым обманкам, что подтверждается развитием опацитовых кайм вокруг амфиболовых фенокристаллов.

Ильмениты образуют пластинчатые порфировые выделения и представлены довольно низкотитанистой разновидностью, приближающейся по составу к ульвошпинели (см. табл. 14). Для вкрапленников ильменита в лавах первого типа вулканогенно-обломочного комплекса бассейна р. Вывенка чрезвычайно характерно наличие структур распада твердых растворов, фиксируемых вростками титаномагнетита. Последний представлен разновидностью с низкими, практически магнетитовыми содержаниями титана (см. табл. 14, анализы 7в и 9в).

Для основной массы характерны плагиоклаз-пироксен-магнетитовые ассоциации микролитов с переменным количеством вулканического стекла. Структура микролитовая, иногда криптокристаллическая. Вторичные изменения проявлены слабо и затрагивают главным образом плагиоклаз вкрапленников, по которому локально развиваются серицит и слюдисто-карбонатный мелкочешуйчатый агрегат.

Вулканыты типа II образуют маломощные (до 10—15 м) потоки с глыбовой отдельностью и массивной текстурой, структура лав порфировая. Для них характерна плагиоклаз-ортопироксеновая ассоциация вкрапленников.

Таблица 15. Состав минералов из эффузивов вулканогенного комплекса бассейна р. Вывенка

Компонент	1ц	2ц	2к	3ц	4ц	4к
SiO <sub>2</sub>	38,25	52,87	53,16	52,73	52,65	52,58
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,14	0,13	0,39	0,35	0,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,87	0,81	0,61	0,66	0,76
FeO	16,64	19,38	19,65	21,89	20,97	21,06
MnO	0,26	0,86	0,96	0,70	0,62	0,64
MgO	44,28	23,82	23,12	21,13	21,55	21,64
CaO	0,16	1,23	1,25	1,94	1,94	1,78
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,04	0,02	0,03	0,04	0,04
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	99,61	99,21	99,10	99,42	99,78	98,94
<i>f</i>	17,4	31,4	32,2	36,8	35,3	35,3
<i>Ан</i>	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1 — оливин; 2—4 — ортопироксены; 5—7 — клинопироксены; 8, 9 — плагиоклазы; 10, 11 — титаномагнетиты. 1—10 — вкрапленники; 11 — включение в ортопироксене 4.

Ортопироксены представлены двумя генерациями вкрапленников. Крупные слабозональные кристаллы сложены бесцветным бронзитом с низкими интерференционными окрасками. Микрофенокристы образованы призматическим гиперстеном, ясно плеохроирующим в желто-розовых тонах. Ортопироксены обычно содержат расплавные и кристаллические (магнетитовые) включения.

Плаггиоклазы образуют крупные идиоморфные выделения, нередко зональные, а также таблитчатые микрофенокристы. Последние часто наблюдаются в гломеропорфировых сростках с ортопироксеном.

В основной массе присутствуют плаггиоклаз, пироксен и магнетит, а также вулканическое стекло. Структура микролитовая. Вторичные изменения выражены в слабой локальной баститизации ортопироксена и сосюритизации плаггиоклаза. По стекловатым участкам развивается глинисто-карбонатный агрегат.

### Вулканогенный комплекс

Эффузивы вулканогенного комплекса бассейна р. Вывенка относятся к петрографическому типу пород, для которого характерен плаггиоклаз-двупироксеновый парагенезис вкрапленников. Базальты этого типа, развитые в верхах разреза комплекса, слагают горизонтальные потоки мощностью 10—20 м с гексагональной крупностолбчатой отдельностью и массивной текстурой. Помимо плаггиоклаза и двух пироксенов, во вкрапленниках присутствует амфибол (табл. VIII, 2), а также оливин. Андезитобазальты и андезиты образуют короткие потоки мощностью до 35 м, с глыбовой и столбчатой отдельностью. Текстура лав массивная, реже пузыристая, обусловленная субпараллельной ориентировкой овальных и округлых пустот, а иногда и микролитов.

	5ц	6ц	7ц	8ц	9ц	10ц	11ц
	50,61	51,23	49,25	54,86	53,56	0,04	0,11
	0,32	0,63	0,51	0,01	0,04	9,59	15,99
	2,67	2,47	5,71	29,39	27,08	0,98	2,60
	7,82	9,67	6,04	0,45	0,74	85,59	76,70
	0,18	0,38	0,13	0,00	0,00	0,00	0,48
	15,92	14,66	14,02	0,03	0,10	1,16	2,36
	21,75	19,57	22,35	11,92	11,10	0,07	0,00
	0,29	0,37	0,26	4,17	5,56	0,06	0,15
	0,01	0,00	0,01	0,12	0,13	0,00	0,00
	99,57	98,98	98,28	100,95	98,31	97,49	98,39
	21,7	27,0	19,5	—	—	—	—
	—	—	—	61	57	—	—

Плагиоклазы в лавах этого типа представлены двумя генерациями вкрапленников. Крупные идиоморфные вкрапленники отвечают по составу андезину и не обнаруживают зональности. Часто они содержат расплавные или кристаллические включения, незакономерно распределяющиеся в объеме кристаллов. Микрофенокристы второй генерации имеют идиоморфный и гипидиоморфный габитус и представлены лабрадорами и андезинами (табл. 15).

Оливины представлены мелкими гипидиоморфными выделениями (табл. 15) с повышенной железистостью ( $f = 17,4$  ат.%), типичной для оливинов известково-щелочных андезитов зрелых островных дуг и активных континентальных окраин [74, 111].

Моноклинные пироксены образуют короткостолбчатые незональные фенокристаллы с варьирующей железистостью ( $f = 22 \div 27$  ат.%), классифицируемые как субкальциевые диопсиды (табл. 15, анализы 5 и 6). Кроме того, встречен один крупный вкрапленник, характеризующийся повышенным содержанием  $Al_2O_3$  и магнезиальностью (табл. 15, анализ 7) и, возможно, представляющий собой высокобарический мегакристовый клинопироксен.

Ромбические пироксены слагают призматические незональные вкрапленники, по составу ( $f = 31 \div 37$  ат.%) отвечающие гиперстену (табл. 15). Отсутствие химической зональности подчеркивается и хаотическим распределением расплавных включений в гиперстенах.

Амфиболы (табл. 15), по классификации Б.Е. Лика [133], соответствуют магнезиальной роговой обманке и образуют удлинённые призматические кристаллы, окруженные опацитовой каймой.

В основной массе отмечены микролиты плагиоклаза, пироксена и магнетита, погруженные в стекло. Структура гиалопилитовая и микролитовая. Вторичные изменения развиты очень незначительно. По плагиоклазу иногда развит мелкочешуйчатый серицит, по клинопироксену — тонкозернистый эпидот-хлоритовый агрегат. В основной массе наблюдаются скопления вторичных глинистых и карбонатных минералов.

## КАМЧАТСКИЙ ПЕРЕШЕЕК

### Вулканогенно-обломочный комплекс

Среди эффузивов вулканогенно-обломочного комплекса Камчатского перешейка выделяются два петрографических типа, развитые соответственно в составе нижней и верхней частей лавово-пирокластического разреза.

**Вулканиды типа I** характеризуются оливин-плагиоклаз-двупироксеновым парагенезисом вкрапленников, являющимся проходящим для ряда базальт—андезит—дацит. В андезитах и дацитах оливин относительно редок и появляется амфибол. Лавы первого типа в пределах Камчатского перешейка слагают маломощные потоки с глыбовой отдельностью и массивной текстурой. С лавами ассоциируют практически любые виды пирокластических пород — от лавобрекчий до агломератовых витрокристаллокластических туфов. Структура порфировая с большим количеством (до 30% объема породы) вкрапленников.

Таблица 16. Состав вкрапленников оливинов из эффузивов вулканогенно-обломочного комплекса Камчатского перешейка

Компонент	1	2	3ц	3к	4ц	4к	5ц	5к
SiO <sub>2</sub>	37,93	37,81	40,47	40,57	39,76	39,75	38,86	38,74
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02
FeO	22,98	25,89	11,55	13,41	12,79	13,18	19,83	21,25
MnO	0,00	0,00	0,08	0,06	0,06	0,06	0,28	0,28
MgO	37,44	34,69	46,61	44,55	46,05	45,81	40,68	38,51
CaO	0,21	0,28	0,13	0,15	0,16	0,16	0,08	0,15
Сумма	98,58	98,71	98,84	98,74	98,82	98,96	99,75	98,95

Примечание. 1, 2 — в базальтах; 3, 4 — в андезитобазальтах; 5 — в андезите.

Оливины лав первого типа характеризуются определенными вариациями химизма (табл. 16), довольно типичными для островодужных известково-щелочных серий. В базальтах этого типа оливин образует довольно крупные изометричные порфиновые выделения с повышенной железистостью (25—30 ат.%), сопоставимые по этому параметру с оливиновыми фенокристаллами из высокоглиноземистых базальтов и андезитобазальтов Алеутской дуги (23—31 ат.%). В оливинах базальтов Камчатского перешейка отмечены несколько повышенные концентрации CaO, что, как и в случае алеутских оливинов, свидетельствует об их родственной вмещающей лаве природе [130, 131]. В андезитобазальтах первого типа фенокристы сложены магниальным оливином, иногда обнаруживающим прямую зональность (табл. 16, анализ 3). Ядра вкрапленников имеют железистость 6,5 ат.%, что, согласно критерию Сато—Банно [167], свидетельствует о равновесии этих оливинов с мантийным перидотитом. В то же время повышенные концентрации CaO не позволяют рассматривать их в качестве ксенокристаллов. Внешние части зональных вкрапленников имеют несколько более железистый состав ( $f = 14,4$  ат.%).

Таковую же железистость обнаруживают незональные микрофенокристы в андезитобазальтах Камчатского перешейка, отражая следующий, менее глубинный этап кристаллизации исходных расплавов. Магниальные оливины ядер связаны с интрателлурическим этапом эволюции магмы в области ликвидусных температур, возможно, на глубине, сопоставимой с глубиной отделения расплава от реститовой фазы. В андезитах оливиновые фенокристаллы по железистости близки к вкрапленникам в базальтах и обнаруживают слабую зональность (табл. 16, анализ 5). Они несколько более железистые, чем фенокристы оливинов в андезитах Алеутской дуги, что может отражать их более фракционированный характер. В целом зональность и химизм оливинов лав Камчатского перешейка аналогичны таковым эффузивов Алеутской дуги.

Плагиоклазы присутствуют в двух генерациях. Крупные зональные кристаллы имеют таблитчатую идиоморфную форму и содержат расплавные и газоно-жидкие включения, приуроченные либо к яд-

Таблица 17. Состав плагиоклазов из эффузивов вулканогенно-обломочного комплекса Камчатского перешейка.

Компонент	Iц	Iк	2	3ц
SiO <sub>2</sub>	52,33	54,37	53,77	54,14
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,09	0,10	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,88	27,63	27,80	28,48
FeO	0,67	0,89	1,10	0,79
MgO	0,11	0,18	0,32	0,05
CaO	12,12	9,45	9,48	10,26
Na <sub>2</sub> O	4,13	5,42	5,77	5,73
K <sub>2</sub> O	0,18	0,28	0,28	0,39
Сумма	99,44	99,22	98,62	99,90

Примечание. 1, 3 — крупные зональные фенокристы; 2 — выделение в основной массе; 4, 5 — микрофенокристы (лейсты).

Таблица 18. Состав пироксенов из эффузивов вулканогенно-обломочного комплекса Камчатского перешейка

Компонент	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	50,61	50,78	54,86	53,31	53,03
TiO <sub>2</sub>	1,03	0,5	0,50	0,04	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,96	2,47	1,09	5,27	4,69
FeO	8,55	11,51	15,07	19,89	22,23
MnO	0,13	0,28	0,27	0,03	0,08
MgO	15,47	12,33	25,26	19,83	18,02
CaO	18,99	20,30	1,98	0,77	1,07
Na <sub>2</sub> O	0,36	0,74	0,04	0,06	0,01
Сумма	99,10	99,46	99,07	99,17	99,19

Примечание. 1, 2 — моноклинный, 3—5 — ромбический пироксены. 1—3 — микрофенокристы; 4, 5 — зональный вкрапленник.

рам, либо к промежуточным зонам вкрапленников. Зональность отвечает нормальному типу (см. рис. 7). Ядра сложены лабрадором и нередко имеют оплавленный корродированный вид (табл. 17). Внешние зоны представлены андезинами. Плагиоклазы второй генерации образуют гипидиоморфные микрофенокристы, а также лейсты, характеризующиеся нормальной зональностью (табл. 17, анализ 5). Центральные части лейст сложены битовнитом, внешние зоны — лабрадором. Незональные лейсты отвечают по составу андезину. В основной массе присутствуют андезиновые микролиты.

Моноклинные пироксены образуют идиоморфные, бочковидные короткопризматические кристаллы, иногда с четкой зональностью, фиксируемой при оптическом изучении. По составу они отвечают субкальциевому диопсиду (табл. 18, анализ 1 с  $f = 23,7$  ат.%) и

3к	4ц	4к	5ц	5к
56,77	55,23	55,34	48,27	50,49
0,22	0,12	0,12	0,01	0,04
23,25	23,71	21,76	31,81	30,54
0,71	0,89	0,89	0,38	0,53
0,04	0,04	0,04	0,04	0,05
9,98	9,77	9,76	14,78	13,25
6,32	6,57	7,22	2,75	3,96
1,25	3,49	2,89	0,12	0,20
98,54	99,82	98,02	98,16	99,06

субкальциевому авгиту (табл. 18, анализ 2 с  $f = 34,4$  ат.%). В центральных частях вкрапленников клинопироксена наблюдаются расплавленные и кристаллические (магнетит) включения.

Ромбические пироксены представлены двумя генерациями вкрапленников. Зональным крупным фенокристаллам свойственны призматическая форма и зональность нормального типа. Ядра сложены гиперстеном с  $f = 36$  ат.%, а каймы — гиперстеном с  $f = 41$  ат.%. Химическая зональность подчеркивается закономерным распределением по зонам роста расплавленных, газовой-жидких и кристаллических микровключений. Вторая генерация представлена микрофенокристами бронзита (табл. 18). Таким образом, более поздние микрофенокристы оказываются более магнезиальными, чем ранние зональные вкрапленники. Кроме того, зональность вкрапленников характеризуется закономерным обогащением внешних зон фенокристаллов FeO, что отражает процесс нормальной кристаллизационной дифференциации. Микрофенокристы, по времени образования примерно соответствующие кристаллизации кайм крупных вкрапленников, также должны отвечать гиперстену с  $f$  около 40 ат.%. Появление поздних бронзитовых выделений, явно неравновесных с ранними гиперстеновыми вкрапленниками, в петрологической литературе обычно трактуется как результат смешения магм [101, 166, 62]. Подобные соотношения часто встречаются в эффузивах юга Корякского нагорья (см. выше). Однако имеющиеся минералогические данные не позволяют однозначно решить вопрос. В то же время принципиальная возможность процесса смешения не вызывает сомнения.

Амфиболы появляются только в кремнекислых лавах (андезиты, дациты). Они образуют удлинённые призматические кристаллы, плеохроирующие в бурых тонах. Вкрапленники обычно окружены опалитовой каймой, а более мелкие зерна иногда практически нацело бивают замещены магнетит-пироксеновым агрегатом.

Таблица 19. Состав минералов из роговообманковых андезитов вулканогенно-обломочного комплекса Камчатского перешейка

Компонент	1ц	1к	1к	1к	2ц
SiO <sub>2</sub>	45,21	47,08	42,02	44,25	48,11
TiO <sub>2</sub>	1,01	1,21	1,45	0,01	0,63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,10	10,19	12,89	13,07	7,65
FeO	11,72	8,40	7,09	7,06	12,88
MnO	0,29	0,15	0,08	0,08	0,43
MgO	14,87	16,83	16,70	17,05	14,94
CaO	10,02	11,20	11,73	13,07	9,96
Na <sub>2</sub> O	1,92	2,27	3,00	2,82	1,27
K <sub>2</sub> O	0,08	0,21	0,17	0,16	0,06
Сумма	98,21	99,54	98,14	98,48	97,91
<i>f</i>	30,6	21,9	19,3	19,0	32,7
<i>Ан</i>	—	—	—	—	—

Компонент	5к	6ц	7ц	7к	8ц
SiO <sub>2</sub>	45,50	47,10	42,09	43,95	51,73
TiO <sub>2</sub>	1,18	0,00	0,02	1,37	0,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,99	9,76	14,80	12,22	4,34
FeO	11,29	12,47	9,61	7,70	8,69
MnO	0,20	0,27	0,12	0,0	0,24
MgO	15,56	15,01	15,25	17,37	17,14
CaO	11,28	10,20	11,59	11,33	11,89
Na <sub>2</sub> O	2,07	1,88	2,95	2,65	0,70
K <sub>2</sub> O	0,10	0,08	0,17	0,13	0,34
Сумма	99,16	98,78	38,60	99,02	97,81
<i>f</i>	28,8	31,8	26,2	19,9	23,2
<i>Ан</i>	—	—	—	—	—

Примечание. 1—9 — амфиболы: 1—7 — вкрапленники, 8, 9 — микрофенокристы; 10 — клинопироксен (выделение в основной массе); 11, 12 — плагиоклаз: 11 — вкрапленник, 12 — выделение в основной массе; 13 — ильменит (микрофенокрист).

В основной массе базальтов и андезитобазальтов присутствуют плагиоклаз, пироксен и магнетит. Структура меняется от интерсерпентальной в тонких прослоях до микроделеритовой в мощных потоках. В андезитах и дацитах основная масса сложена плагиоклаз-пироксеновым агрегатом с переменным количеством стекла. Структура основной массы микролитовая и пилотакситовая. Вторичные изменения в породах этого петрографического типа развиты крайне неравномерно. Плагиоклазы в андезитах и дацитах иногда локально замещены соссюритом, пироксены — хлорит-эпидотовым агрегатом. В базальтах и андезитобазальтах по плагиоклазам развиваются серицит, карбонаты, по пироксенам — хлориты. Однако в целом лавы имеют свежий облик.

Вулканисты типа II (андезиты) приурочены к верхней части разреза

	2цк	2к	3ц	4цк	4к	5цк
	47,28	48,29	46,00	47,19	47,34	45,60
	0,78	0,61	0,69	0,64	1,13	0,00
	8,43	8,24	9,96	8,89	1,13	10,71
	13,36	12,77	13,76	13,90	12,17	10,07
	0,43	0,42	0,41	0,43	0,36	0,16
	15,47	14,92	13,93	14,66	14,47	16,16
	10,26	9,92	10,00	10,25	9,03	11,16
	1,46	1,27	1,57	1,47	1,69	2,30
	0,06	0,05	0,09	0,08	0,07	0,09
	99,52	98,50	98,80	99,51	98,79	99,25
	32,6	32,5	35,7	34,6	32,1	26,0
	—	—	—	—	—	—

	9ц	10ц	11ц	11к	12ц	13
	51,12	54,26	51,14	52,06	53,62	3,84
	0,24	0,00	0,00	0,00	0,02	51,53
	4,58	2,28	30,39	29,75	29,09	0,00
	8,81	3,06	0,23	0,31	0,20	33,99
	0,19	0,06	0,00	0,01	0,00	6,85
	16,97	16,56	0,02	0,03	0,02	0,13
	12,17	22,13	13,75	12,85	12,03	4,02
	0,71	0,34	3,77	4,08	4,53	0,05
	0,25	0,01	0,03	0,04	0,04	0,00
	97,55	98,70	99,25	99,12	99,55	100,41
	25,8	9,4	—	—	—	—
	—	—	67	63	59	—

вулканогенно-обломочного комплекса в пределах Камчатского перешейка. Они образуют довольно мощные (до 30 м) потоки с глыбовой отдельностью, обычно переслаивающиеся с обломочными породами. Лавы представлены серийнопорфировыми разностями с содержанием фенокристаллов 20—40 об.%. Преобладают крупные вкрапленники амфиболов и плагиоклазов, в подчиненном количестве присутствуют клинопироксен и титаномагнетит.

Амфиболы вкрапленников представлены высокоглиноземистыми роговыми обманками ряда эденит—паргасит (табл. 19). Для крупных зональных вкрапленников характерно постепенное уменьшение содержания суммарного Al от центра к кайме (табл. 19), обычно трактуемое как результат падения давления при кристаллизации [115]. Это

подтверждается также устойчивым снижением концентраций Na и K как в пределах одного зерна от центра к краю, так и в ряду мегакрист—фенокрист—микрфенокрист.

Клинопироксены образуют призматические незональные выделения, отвечающие по составу диопсиду (табл. 19). Практически во всех лавовых потоках отмечены клинопироксен-плагиоклазовые гломеропорфиновые сростания, указывающие на близкоодновременную кристаллизацию этих минералов.

Плагиоклазы представлены зональными лабрадорами с неявно выраженной нормальной зональностью (табл. 19). Как и в андезитах юга Корякского нагорья, плагиоклазы роговообманковых лав Камчатского перешейка содержат расплавные и газовой-жидкие включения, тяготеющие к центрам фенокристаллов. Этот факт, возможно, отражает декомпрессионные явления, сопровождающие подъем магматической колонны от глубинных до близкоповерхностных очагов. Отсутствие в каймах плагиоклазовых вкрапленников осцилляторной зональности и флюидных включений указывает на относительно спокойные условия их кристаллизации [77].

Рудная фаза образована пластинчатыми выделениями ильменита (табл. 19) и изометричными зернами титаномагнетита.

Основная масса сложена клинопироксен-плагиоклазовым агрегатом. Вторичные изменения коснулись в основном амфиболовых фенокристов. Оплавленные ядра этих кристаллов практически целиком замещены зеленым волокнистым актинолитом с редкой сыпью рудного минерала. Широко проявлена опацификация. По некоторым плагиоклазам развиты мелкочешуйчатые агрегаты серицита.

### **Вулканогенный комплекс**

Среди эффузивов вулканогенного комплекса присутствуют три петрографических типа, приуроченные к различным лавовым покровам (вулканическим центрам).

**Вулканиды типа I** (андезиты) образуют потоки мощностью до 30—40 м с гексагональной столбчатой, реже глыбовой отдельностью. Текстура массивная, иногда пузыристая, флюидальная. Последняя обусловлена неравномерным распределением в породе овальных пустот и иногда их субпараллельной ориентировкой. Структура порфировая, с низким (менее 10%) содержанием вкрапленников, представленных оливином, моноклинным и ромбическим пироксенами и плагиоклазом.

Оливины образуют небольшие гипидиоморфные порфировые выделения, нередко образующие сростания с пироксенами.

Моноклинные пироксены наблюдаются в виде призматических незональных вкрапленников и изометричных микрофенокристов. Оптические характеристики ( $c : Ng = 40^\circ$ ,  $+2V = 60^\circ$ ,  $r > v$ ) позволяют отнести их к ряду диопсид—авгит.

Ромбические пироксены по оптическим характеристикам ( $c : Ng = 0^\circ$ ,  $2V = 60^\circ$ , ясный плеохроизм в розовых тонах) относятся к гиперстенам.

Плагиоклазы образуют идиоморфные таблитчатые кристаллы и часто встречаются в гломеропорфиновых сростаниях с пироксенами.

Основная масса сложена плагиоклаз-пироксен-магнетитовым агрегатом с переменным количеством стекла. Структура гиалопилитовая, реже микролитовая. Вторичные изменения проявлены крайне слабо. Внешние каймы оливиновых зерен иногда замещены вторичными минералами группы идингита—боулингита. По пироксенам иногда развивается чешуйчатый хлорит.

**Вулканиды типа II** представлены трахибазальтами и высококалийевыми андезитами, слагающими довольно мощные (до 30—50 м) потоки с глыбовой и крупнотолбчатой отдельностью и массивной текстурой. Структура порфировая. Содержание вкрапленников варьирует от 10 до 30% объема породы. В трахибазальтах фенокристы сложены двумя пироксенами, амфиболом, плагиоклазом и титаномагнетитом, в андезитах — оливинном, клинопироксеном и плагиоклазом. В основной массе присутствуют пироксены, плагиоклаз и рудный минерал.

Плагиоклазы трахибазальтов образуют крупные выделения таблитчатого габитуса, а также гипидиоморфные фенокристы лабрадора (табл. 20), иногда окруженные каймой калиевого полевого шпата.

Клинопироксены представлены незональными субкальциевыми диопсидами (табл. 20).

Ортопироксены встречаются в виде идиоморфных выделений призматического габитуса и отвечают по составу бронзиту (табл. 20). Кроме того, бронзитовые вроски встречаются в крупных амфиболовых фенокристаллах (табл. 20, анализ 3).

Амфиболы представлены высокотитанистой разновидностью (табл. 20) и классифицируются как титанистые паргаситовые роговые обманки [133]. Амфиболы незональны в отношении Fe, Mg и Ti, но наблюдается слабый рост щелочей при переходе от центра к краю кристалла. Появление таких высокобарических амфиболов в целом характерно для высококалийевых известково-щелочных и шошонитовых островодужных серий и, видимо, отражает глубинный этап фракционирования исходных водонасыщенных базальтоидных расплавов (81).

Титаномагнетиты содержат 9,29 мас. % и в целом близки по составу к титаномагнетитам типичных известково-щелочных островодужных серий [104, 111].

Структура основной массы микролитовая, образованная зернами пироксена и плагиоклаза, погруженными в бурое стекло.

В андезитах этого типа плагиоклазы образуют редкие оптически зональные крупные вкрапленники таблитчатого габитуса и микрофенокристы. Последние представлены лабрадором ( $А_{H65}$ , табл. 21).

Оливины в андезитах встречаются в виде небольших слегка опацизированных зерен с повышенной железистостью ( $f=21 \div 22$  ат. %). В целом именно такие железистые оливины характерны для поздних этапов эволюции известково-щелочных магм мантийного генезиса, когда субликвидусная ассоциация лабрадора—битовнита и бронзита сменяется парагенезисом железистый оливин + гиперстен + лабрадор + клинопироксен [111].

Клинопироксены вкрапленников относятся к ряду диопсид—авгит (табл. 21), причем преобладают субкальциевые авгиты (табл. 21, анализы 7 и 8). Кроме того, один состав (табл. 21, анализ 9ц) класси-

Таблица 20. Состав минералов из трахибазальтов высококалиевой известково-щелочной серии вулканогенного комплекса Камчатского перешейка

Компонент	1ц	2ц	2к	3ц	4ц	5ц	6ц	7ц
SiO <sub>2</sub>	54,49	53,50	54,12	52,94	54,43	51,75	42,99	42,69
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,14	0,15	0,18	0,06	0,51	3,41	3,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,48	1,47	0,97	1,42	0,53	2,80	10,74	10,56
FeO	16,51	16,17	17,14	15,79	17,37	8,06	11,21	11,03
MnO	1,29	0,98	1,07	0,72	1,38	0,38	0,26	0,25
MgO	25,95	25,66	25,01	26,31	24,97	14,79	14,21	14,36
CaO	1,03	1,23	1,10	1,21	0,97	20,39	10,94	11,13
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,05	0,05	0,04	0,08	0,42	2,65	2,61
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,88	0,86
Сумма	99,87	99,20	99,61	100,63	99,73	99,10	99,28	98,97
<i>f</i>	26,4	26,1	27,7	27,7	28,1	23,5	30,7	30,0
<i>Ап</i>	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1—4 — ортопироксены; 1, 2 — микрофенокристы; 3 — включение в амфиболы; 4 — микролит; 5 — клинопироксен (вкрапленник); 6—13 — амфиболы (вкрапленники); 14 — плагиоклаз (вкрапленник); 15 — титаномагнетит (микрофенокрист).

фицируется как фассаит. Такой дифференцированный ряд клинопироксенов характерен для шошонитовых серий [162]. Это подчеркивает общий подщелоченный характер вулканитов второго типа.

В основной массе андезитов второго типа вулканогенного комплекса присутствуют полевые шпаты, рудный минерал и пироксены. Содержание стекла варьирует в широких пределах. Стекло представлено высокоглиноземистой разновидностью с андезитовым уровнем кремнекислотности (табл. 21) и повышенной суммарной щелочностью (7,14 мас.%). Структура меняется от микролитовой в центре потоков до гиалопилитовой или криптокристаллической в краевых частях. Вторичные изменения незначительны и затрагивают только плагиоклаз вкрапленников, по которому иногда развивается слюдястый агрегат. В основной массе встречаются выделения глинистых и карбонатных минералов, а также хлорит-эпидотовые тонкозернистые скопления.

**Вулканиты типа III** представлены полевошпат-двупироксеновыми трахиандезитами калиевого профиля, в современной петрологической литературе рассматриваемыми как средние члены шошонитовой серии — банакиты. Они образуют мощные (50—60 м) потоки с глыбовой отдельностью и серийнопорфировой структурой. В ассоциацию фенокristов входят плагиоклаз, калиевый полевой шпат, два пироксена и титаномагнетит.

Плагиоклазы в банакитах встречены в двух генерациях. Плагиоклаз первой генерации (вкрапленники) образует крупные таблитчатые выделения, иногда проявляющие слабую зональность нормального типа (табл. 22). В целом составы плагиоклазов этой генерации классифицируются как андезины—лабрадоры (табл. 22). Вторая генерация представлена мелкими идиоморфными кристаллами (микрофенокрис-

7к	8ц	9ц	10ц	11ц	12ц	13ц	14ц	15ц
41,98	43,09	42,56	43,08	43,43	42,14	51,75	51,65	0,05
3,52	3,33	3,52	3,32	3,34	3,60	0,51	0,03	9,29
11,14	10,64	10,87	10,66	10,75	10,96	2,80	29,64	2,92
11,35	11,03	11,36	11,15	11,10	11,32	8,06	0,49	83,40
0,25	0,29	0,26	0,27	0,27	0,24	0,38	0,00	0,60
14,14	14,13	13,92	14,13	13,89	13,95	14,79	0,05	2,01
11,12	11,07	11,17	11,04	11,02	11,18	20,39	12,63	1,12
2,75	2,64	2,53	2,62	2,54	2,55	0,42	4,20	0,10
0,91	0,90	0,96	0,91	0,85	0,90	0,00	0,27	0,00
99,16	99,16	99,16	99,30	99,18	98,84	99,10	98,97	99,50
31,1	30,4	31,6	30,8	30,3	31,2	23,5	—	—
—	—	—	—	—	—	—	62	—

ты) с зональностью обратного типа: центр —  $Аn_{47}$ , край —  $Аn_{52}$  (табл. 22, анализ 9).

Ортопироксены в банакитах представлены бронзитами (табл. 22), образующими незональные призматические вкрапленники и микрофенокристы различного размера. Часто наблюдаются сростки бронзитов с плагиоклазом и клинопироксеном.

Клинопироксены встречаются в виде гилидиоморфных практически незональных кристаллов. По составу они классифицируются как субкальциевые авгиты (табл. 22, анализы 4к, 5к, 7ц и 7цк) и субкальциевые диопсиды (табл. 22, анализы 4ц, 5ц, 6ц, 7к). Как видно, наблюдаются различные тренды состава клинопироксенов в пределах одного вкрапленника: 1) авгитовое ядро — диопсидовая кайма; 2) диопсидовое ядро — авгитовая кайма. Такие соотношения типичны для фенокристовых клинопироксенов шошонитовых серий, например шошонитов и банакитов о-ва Лесбос в Эгейской дуге [162]. Более того, в последнем случае в целом ряде вкрапленников наблюдается пятнистая зональность, когда участки авгитового состава незакономерно чередуются с диопсидовыми, причем и те и другие имеют неправильную форму. Нормальный рост кристалла в расплаве не мог обеспечить образование такой специфической зональности. Поэтому для объяснения этого механизма в работе [162] привлекается многостадийный процесс кристаллизации — растворения вещества в условиях флюидной насыщенности и активной конвекции в субщелочном (абсарокитовом) расплаве.

Титаномагнетиты фенокристового парагенезиса характеризуются высокими концентрациями  $TiO_2$  (18,95 мас.%, см. табл. 22), что намного выше обычных концентраций титана в магнетитах известково-щелочных серий (обычно меньше 10 мас.%). В то же время

Таблица 21. Состав минералов из андезитов высококальциевой известково-щелочной серии вулканогенного комплекса Камчатского перешейка

Компонент	1ц	2ц	2к	3ц
SiO <sub>2</sub>	37,17	36,76	36,85	37,48
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	20,70	20,12	19,95	20,08
MnO	0,39	0,35	0,34	0,34
MgO	40,82	41,33	41,53	40,62
CaO	0,16	0,15	0,15	0,17
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,03	0,05	0,02
K <sub>2</sub> O	0,01	0,00	0,01	0,00
Сумма	99,27	99,18	98,88	99,16
<i>f</i>	21,1	21,5	21,2	21,7
<i>Ан</i>	—	—	—	—

Компонент	7к	8ц	8к	9ц
SiO <sub>2</sub>	50,86	50,53	50,72	52,14
TiO <sub>2</sub>	0,51	0,54	0,51	0,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,00	3,44	3,82	3,02
FeO	7,38	7,35	7,28	7,10
MnO	0,13	0,20	0,17	0,17
MgO	14,54	15,23	14,82	15,55
CaO	21,10	21,26	21,26	20,90
Na <sub>2</sub> O	0,34	0,36	0,32	0,33
K <sub>2</sub> O	0,01	0,00	0,00	0,01
Сумма	98,89	99,13	98,91	99,58
<i>f</i>	22,3	21,3	21,7	20,3
<i>Ан</i>	—	—	—	—

Примечание. 1—5 — оливины: 1 — микрофенокристаллы, 2—5 — вкрапленники; 6—10 — клинопироксены (вкрапленники); 11 — плагиоклаз (микрофенокристаллы); 12 — основная масса.

это типично для шошонитовых серий островных дуг, например Папуа — Новая Гвинея [81], и складчатых областей — палеогеновых шошонитов юга Корякского нагорья [35], для которых содержание титана в титаномагнетитах колеблется от 11 до 18 мас.%. Титаномагнетиты микрофенокристаллов в банакитах вулканогенного комплекса Камчатского перешейка содержат 9,41 мас.% TiO<sub>2</sub> и по этим характеристикам аналогичны рудным минералам известково-щелочных андезитов.

Калиевые полевые шпаты образуют гипидиоморфные изометричные порфи́ровые выделения, а также оторочки на вкрапленниках плагиоклаза.

Основная масса сложена пироксен-полевошпатовым агрегатом с переменным количеством стекла. Структура микролитовая. Вторичные изменения затрагивают только основную массу и выражены в локальном развитии глинистых и карбонатных минералов.

Суммируя изложенный материал, нужно еще раз подчеркнуть региональные различия в минералогии вулканитов выделенных структур-

3к	4ц	4к	5ц	6ц	7ц
36,85	38,11	38,28	37,29	51,56	51,44
0,00	0,00	0,00	0,00	0,26	0,42
0,00	0,00	0,00	0,00	2,50	2,94
20,80	20,39	20,34	20,59	6,90	7,08
0,38	0,34	0,37	0,36	0,17	0,18
40,09	40,60	39,72	40,61	15,79	15,39
0,14	0,16	0,14	0,15	21,55	21,36
0,03	0,03	0,06	0,01	0,30	0,32
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
99,65	99,63	98,92	99,02	99,04	99,12
22,0	22,0	22,3	22,2	19,7	20,6
—	—	—	—	—	—

9к	10ц	10к	11к	12
52,48	51,33	51,61	51,70	58,13
0,40	0,40	0,27	0,04	0,09
3,14	3,62	2,81	29,07	23,87
7,05	7,62	6,92	1,25	1,49
0,19	0,17	0,17	0,00	0,01
15,21	14,84	16,13	0,14	0,19
21,06	21,68	21,51	13,10	7,57
0,32	0,31	0,33	3,84	5,33
0,00	0,00	0,01	0,33	1,81
99,85	99,97	99,67	99,38	98,50
20,5	22,4	19,4	—	—
—	—	—	65	—

но-вещественных комплексов. Такие пространственные минералогические вариации, связанные с гетерогенностью магмогенерирующего субстрата и, как следствие, с различиями в составе первичных расплавов, описаны для некоторых структур зоны перехода океан—континент, в частности для дуги Сангихе в Индонезии [152, 130], а также для Алеутской дуги. Еще раз остановимся на некоторых особенностях минералогии позднекайнозойских лав обрамления Командорской котловины.

Состав и распределение вкрапленников в эффузивах юга Корякского нагорья соответствуют картине, характерной для островодужных андезитов, резко отличаясь при этом от минералогии вулканитов активных континентальных окраин. К числу основных отличий относятся: 1) отсутствие водосодержащих фаз (амфиболы, биотиты) во вкрапленниках и в основной массе; 2) высокая кальциевость плагиоклаза и магнезиальность ортопироксена; 3) низкая щелочность (особенно калиевость) остаточных стекол. Составы практически всех породообразующих ми-

Таблица 22. Состав минералов из банакитов шошонитовой серии вулканогенного комплекса Камчатского перешейка

Компонент	1ц	1к	1к	2ц	2к	3ц
SiO <sub>2</sub>	53,80	53,38	53,69	53,04	53,24	53,97
TiO <sub>2</sub>	0,27	0,29	0,28	0,28	0,28	0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,18	1,21	1,31	1,28	1,37	1,17
FeO	15,34	15,43	15,47	17,40	17,29	14,98
MnO	0,70	0,70	0,72	0,74	0,77	0,68
MgO	26,50	26,53	26,33	25,08	24,95	26,10
CaO	1,54	1,57	1,57	1,36	1,36	1,55
Na <sub>2</sub> O	0,04	0,04	0,05	0,07	0,07	0,06
K <sub>2</sub> O	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Сумма	99,37	99,116	99,43	99,26	99,32	98,76
f	24,5	24,6	24,8	28,0	28,0	24,4
Ан	—	—	—	—	—	—

Компонент	7к	8ц	8к	9ц	9к	10ц
SiO <sub>2</sub>	51,77	54,69	55,56	55,53	54,72	55,11
TiO <sub>2</sub>	0,72	0,05	0,06	0,08	0,08	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,16	27,74	27,28	26,83	27,38	26,96
FeO	7,95	0,56	0,56	0,58	0,58	0,57
MnO	0,41	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
MgO	15,44	0,06	0,08	0,07	0,08	0,07
CaO	20,36	10,78	10,95	9,72	10,49	10,53
Na <sub>2</sub> O	0,39	4,94	5,01	5,38	5,11	5,27
K <sub>2</sub> O	0,01	0,67	0,69	0,88	0,73	0,66
Сумма	99,22	99,51	99,19	99,08	99,18	99,23
f	22,5	—	—	—	—	—
Ан	—	53	53	47	52	50

Примечание. 1—3 — ортопироксены; 4—7 — клинопироксены; 8—15 — плагиоклазы; 16, 17 — титаномагнетиты. 1—8, 10—15, 17 — вкрапленники; 9, 16 — микрофенокристы.

нералов аналогичны составам вкрапленников в эффузивах юных и развитых островных дуг. Наиболее характерным минеральным парагенезом в лавах юга Корякского нагорья является ассоциация бронзита с оливином и высококальциевым плагиоклазом, что сближает эти эффузивы с оливин-бронзитовыми андезитами некоторых структур переходных зон [146, 176].

Последние считаются производными высокомагнезиальных андезитовых (бонинитовых) расплавов, связанных с плавлением серпентинизированных перидотитов погружающейся литосферной плиты. Вопрос о связи оливин-бронзитовых андезитов юга Корякского нагорья с бонинитами будет детально рассмотрен в гл. V. Здесь автор хочет подчеркнуть примитивный характер минералогии этих эффузивов, отличный от такового андезитов зрелых островных дуг и активных континентальных окраин и присущий вулканитам интраокеанических островных структур.

Лавы бассейна р. Вывенка и Камчатского перешейка принципиально отличаются от лав северного сектора вулканического пояса прежде

3к	4ц	4к	5ц	5к	6ц	7ц	7цк
53,03	51,75	51,69	52,15	51,53	51,92	51,09	51,38
0,24	0,64	0,67	0,61	0,70	0,71	0,75	0,70
1,11	2,09	2,28	2,10	2,50	2,40	2,52	2,28
15,20	7,92	8,41	8,78	8,58	8,35	8,57	8,27
0,71	0,45	0,42	0,43	0,41	0,42	0,42	0,42
26,57	15,92	15,35	15,75	15,43	15,02	15,47	15,53
1,49	19,88	19,92	19,18	19,71	19,87	19,68	20,01
0,06	0,39	0,45	0,42	0,41	0,42	0,44	0,40
0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
98,40	99,05	99,19	99,42	99,27	99,12	98,94	98,99
24,3	21,8	23,3	23,8	23,9	24,0	23,8	23,2

11ц	12ц	13ц	13к	14ц	15ц	16ц	17ц
55,57	54,12	54,58	54,22	54,45	54,39	0,08	0,07
0,07	0,07	0,09	0,08	0,06	0,08	9,41	18,95
26,72	27,96	27,73	27,79	27,73	27,55	4,07	3,20
0,65	0,57	0,56	0,55	0,59	0,56	82,62	72,31
0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,69	0,74
0,07	0,06	0,08	0,07	0,07	0,07	2,73	4,35
9,77	10,95	10,58	10,73	10,76	10,80	0,00	0,01
5,47	4,92	5,09	5,07	5,11	5,12	0,06	0,03
0,75	0,55	0,73	0,69	0,71	0,72	0,01	0,00
99,07	99,21	99,44	99,21	99,50	99,32	99,67	99,67
48	54	52	52	52	52	—	—

всего наличием амфибола в ассоциации фенокристов. Кроме того, в андезитах и дацитах Срединного хребта в пределах Камчатского перешейка, помимо амфибола, присутствует биотит [55]. Появление водосодержащих фаз позволяет говорить об относительной водонасыщенности магм, давших при дифференциации вулканиты Камчатского перешейка, а также о принципиальных различиях в условиях их выплавления, об эволюции и о характере магмогенерирующего субстрата. В пользу этого свидетельствует и ряд других минералогических различий, основные из которых сводятся к следующему: 1) повышенная железистость ортопироксена и пониженные концентрации  $TiO_2$  в рудном минерале (вплоть до присутствия практически чистого магнетита) в эффузивах Камчатского перешейка по сравнению с южнокорякскими лавами; 2) преобладание в основной массе и внешних зонах фенокристаллов вулканитов Камчатского перешейка андезин-олигоклазового полевого шпата; 3) повышенная железистость клинопироксенов. Указанные отличия отражают разницу в дифференцированности вулканитов (возможно, более продвинутый в эволюционном плане ха-

Таблица 23. Состав минералов кайнотипных вулканитов подводного хребта Ширшова

Компонент	1ц	1к	2	3
SiO <sub>2</sub>	39,08	39,03	49,17	48,11
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,03	2,16	2,82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	4,20	4,05
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—
FeO	16,44	17,32	80,57	11,01
MnO	0,20	0,20	0,18	0,28
MgO	44,88	43,89	14,69	12,94
CaO	0,17	0,19	20,04	20,20
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,34	0,44
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,01
Сумма	100,80	100,66	99,34	99,86

Примечание. 1—4 — толеитовый базальт: 1 — оливин, 2, 3 — моноклинный пироксен, 4 — плагиоклаз (1, 2 — фенокристы, 3, 4 — основная масса); 5—8 — базанит: 5, 6 — оливин, 7, 8 — моноклинный пироксен (5, 7 — фенокристы, 6, 8 — реакционная кайма).

рактер лав Камчатского перешейка). Латеральные вариации минералогии эффузивов, связанные с различием исходных расплавов, указывают на латеральную неоднородность литосферы в пределах позднекайнозойского вулканического пояса, что подтверждается данными по петрохимии и геохимии вулканических серий.

#### ПОДВОДНЫЙ ХРЕБЕТ ШИРШОВА

**Известково-щелочная серия** пород включает лавы и пирокластические образования, главным образом литокристаллокластические туфы. Эффузивы иногда обнаруживают тонкостолбчатую отдельность и представлены порфиrowыми разновидностями. В основной массе преобладают микролитовые структуры. Для лав этой серии характерна двупироксеновая ассоциация с плагиоклазом, являющаяся проходящей для ряда андезитобазальт—дацит. В андезитобазальтах иногда отмечаются оливин-плагиоклазовые парагенезисы вкрапленников. Моноклинный пироксен представлен авгитом, ромбический — двумя разновидностями — бесцветным бронзитом, реже слабоокрашенным плеохроирующим гиперстеном. Зональный плагиоклаз варьирует по составу от андезина до лабрадора и содержит обильные стекловатые включения, насыщающие обычно ядра кристаллов. В некоторых лавах отмеченыкумулятивные скопления клинопироксена и/или плагиоклаза.

**Толетовая серия** кайнотипной ассоциации хребта Ширшова образована эффузивами порфиrowого сложения и массивной текстуры. В основной массе преобладают пилотакситовые и гиалопилитовые структуры. Во вкрапленниках отмечены оливин, клинопироксен, плагиоклаз. Основная масса сложена плагиоклаз-клинопироксеновым агрегатом. Клинопироксен (табл. 23) представлен субкальциевым титанавгитом, который во вкрапленниках более магнезиальный ( $F = 24,7$  ат.%) и менее титанистый, чем в основной массе ( $F = 32,3$  ат.%). Оливин практически незонален (центр —  $F = 17,0$ , край —  $F = 18,1$  ат.%) и по железистости близок к ядрам крупных фенокристаллов оливина из то-

	4	5	6	7	8
	53,03	39,44	39,48	47,55	46,94
	0,09	0,00	0,00	0,00	3,88
	28,61	0,07	0,01	7,29	6,74
	—	0,01	0,07	0,63	0,48
	0,70	17,15	21,08	7,54	6,36
	0,00	—	—	—	—
	0,18	41,16	38,46	15,93	12,11
	11,57	0,17	0,19	19,14	22,05
	4,70	0,00	0,00	0,00	0,66
	0,19	0,00	0,00	0,00	0,01
	99,06	98,00	99,28	97,07	99,23

леитовых андезитобазальтов и андезитов Пахачинского хребта, резко отличаясь при этом от микрофенокристов ( $F = 37,8$  ат.%) и микролитов ( $F = 41,3$  ат.%) оливина в тех же породах. Оливин по железистости укладывается в интервал этого параметра, характерный для лав Новых Гебрид, Алеутских островов и островов Тонга—Кермадек. Плаггиоклаз во вкрапленниках отвечает по составу лабрадору, в основной массе — андезину, что также характерно для плаггиоклазов толеит-андезитовой серии (тип II) Пахачинского хребта.

**Щелочная серия** хребта Ширшова представлена нефелин-нормативными порфиловыми базальтоидами с криптозернистой, плохо раскристаллизованной и несколько измененной основной массой. Вкрапленники сложены оливином, клинопироксеном и плаггиоклазом. Оливины довольно магнезиальные (табл. 23) и встречаются как в виде фенокристаллов, так и в виде реакционных кайм вокруг ортопироксенового ядра, а также в виде мелких разноориентированных зерен, целиком заполняющих контур ортопироксеновых кристаллов. Клинопироксены (фенокристаллы, реакционные каймы) относятся к ряду субкальциевый авгит — субкальциевый титан — авгит. Плаггиоклаз представлен зональными кристаллами, часто с резорбированными и оплавленными ядрами.

**ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА  
ВУЛКАНИЧЕСКИХ СЕРИЙ**

Вулканические проявления служат одним из наиболее доступных на сегодняшний день источников информации о составе и строении глубинных зон земной коры и верхней мантии. Петрогеохимические особенности островодужных вулканических ассоциаций мантийного генезиса позволяют, с одной стороны, судить о составе субстрата областей генерации соответствующих расплавов, а с другой — решать петрогенетические вопросы, связанные с проблемами происхождения островодужных толеитовых и известняково-щелочных серий. Сведения по петрохимии позднекайнозойских вулканических пород обрамления Командорской котловины носят отрывочный характер [11, 49, 55]. Полученные автором новые материалы существенно расширяют сложившиеся к настоящему времени представления о позднекайнозойском вулканическом поясе северной части Камчатской области.

На основе методов петрогеохимического анализа рассмотрены особенности химизма кайнозойских вулканических пород в разных частях рассматриваемого вулканического пояса; установлены закономерности латеральных петрогеохимических вариаций, выделены различные по составу ассоциации толеитовых и известняково-щелочных эффузивов. На основе изучения петрогеохимических вариаций внутри этих групп пород установлены закономерности эволюции островодужных магм, типы дифференциации вулканических серий и рассмотрены вопросы петрогенезиса вулканитов различного петрохимического профиля. Эти материалы послужили основой для петрогеохимического сравнения с кайнозойскими дифференцированными сериями смежных территорий севера и северо-востока Тихого океана (Камчатка, Курильские острова, Алеутская дуга) и других регионов с целью установления места островодужных ассоциаций обрамления Командорской котловины в ряду вулканических формаций зон перехода океан—континент.

**ЗАМЕЧАНИЯ ПО МЕТОДИКЕ ОБРАБОТКИ МАТЕРИАЛА**

В основу петрохимических построений положено 208 оригинальных полных силикатных анализов пород, выполненных главным образом в аналитической лаборатории ИГиГ СО АН СССР (150 анализов) химическим методом (аналитики Л.С. Зоркина и др.), 20 анализов сделано в аналитической лаборатории ИГФМ АН СССР (аналитики Л.В. Годунова, Т.И. Сатарова, И.А. Скринник) химическим методом, остальные 38 — в аналитическом отделе ВИМС МГ СССР квантометрическим рентгеноспектральным методом (аналитик А.А. Борсук).

Определения редких элементов выполнены в аналитическом центре ИЛС АН СССР: Ba, Sr, V — методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индукционной плазмой; Li, Rb, Cs — методом атомно-эмиссионной, а Cr, Ni — атомно-абсорбционной спектроскопии пламени; содержание La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Er, Yb, Y определялось

методом атомно-эмиссионной спектрометрии с индукционной плазмой после предварительного отделения и концентрирования суммы РЗЭ методом ионообменной хроматографии (аналитики Н.И. Гулько, Л.Б. Ефремова). Ni, Rb, Sr, Zr, Y определялись также рентгенофлюоресцентным методом в ИЛС АН СССР (аналитик А.Т. Савичев). Кроме того, определения РЗЭ, Th, U, Hf, Ta выполнены нейтронно-активационным инструментальным методом в ИГиГ СО АН СССР (аналитик В.С. Пархоменко).

Дополнительные и контрольные определения Co и Nb делались рентгено-флюоресцентным методом в ГЕОХИ АН СССР, Ba — рентгено-радиометрическим, Sr и Zr — рентгеноспектральными методами в ВИМС МГ СССР.

Выделение типов пород (базальты, андезитобазальты, андезиты, дациты, риолиты) проведено согласно классификации Петрографического комитета АН СССР и терминологической комиссии МСГН [135] и основано на соотношении кремнезема и суммы щелочей в вулканических породах. Для повышения точности классификации типов эффузивов были использованы линейные дискриминантные функции, опробованные на большом количестве аналогичных объектов [3, 31]. Так, при разделении базальтов и андезитов применялось уравнение дискриминантной функции, выведенное для кайнозойских пород Курило-Камчатской вулканической провинции:  $D(x) = 2,65\text{SiO}_2 + 2,5\text{TiO}_2 + 0,45\text{Al}_2\text{O}_3 + 0,27\text{Fe}_2\text{O}_3 + 0,91\text{FeO} + 1,67\text{MnO} + 2,19\text{MgO} + 2,14\text{CaO} - 0,63\text{Na}_2\text{O} - 3,05\text{K}_2\text{O}$ . При  $D(x) < 105$  порода относилась к андезитам, при  $D(x) > 105$  — к базальтам. Аналогичные дискриминаторы используются и для разделения других типов пород.

Определение серийной принадлежности вулканитов основано на соотношении  $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  [161], а также  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{SiO}_2$  и суммарного железа в закисной форме ( $t\text{FeO} = \text{FeO} + 0,9\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) [150, 151]. Однако использование любых петрохимических диаграмм и линейных дискриминаторов обоснованно только в случае равномерно распределенных случайных величин, в то время как большинство петрохимических данных обнаруживает сложные типы распределений. Ранее [37] мы показали, что для выборок анализов позднекайнозойских эффузивов обрамления Командорской котловины по всем порообразующим окислам существуют значительные области перекрытия. Кроме того, практически все параметры обнаруживают типы распределения, далекие от нормального. Поэтому для корректного определения серийной принадлежности вулканитов был применен оригинальный подход к построению нелинейных дискриминантных функций, в основе которого лежит лишь одно предположение: основной вклад в коррелированность между элементами исследуемых случайных величин вносит линейная составляющая.

Основные моменты предлагаемого подхода следующие: 1) сингулярный анализ исходных данных с выявлением линейных зависимостей между компонентами входящих в эталонную выборку анализов; 2) преобразование данных к некоррелированному виду; 3) идентификация распределения одномерной случайной величины с помощью статистического критерия фон Мизеса, как наиболее эффективного критерия

согласия выборочного распределения с одним из вероятностных законов; 4) построение нелинейной дискриминантной функции в соответствии с теорией Байеса. Описанный подход позволил получить нелинейную дискриминантную функцию высокой разрешающей способности для отнесения эффузивов к островодужной толентовой или известково-щелочной серии [37]. Использование нелинейного подхода повысило точность решения задачи классификации орогенных андезитов до 5%.

Для целей сравнительного петрохимического анализа, когда привлекался различный по степени сохранности материал, были использованы диаграммы, учитывающие соотношения различных петрохимических параметров, петрогенных окислов и редких элементов, немобильных при процессах подводного и субаэрального выветривания. Все оригинальные анализы пересчитаны к 100% после вычитания потерь при прокаливании и  $\text{H}_2\text{O}^-$ . При этом следует отметить, что величины п.п.п. и  $\text{H}_2\text{O}^-$ , за редким исключением, небольшие и породы, как правило, представлены свежими неизменными разновидностями. Так как позднекайнозойским вулканогенным образованиям обрамления Командорской котловины свойственна латеральная петрогеохимическая зональность, то и в этой главе фактический материал систематизирован по региональному признаку.

#### ЮГ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

Анализ химизма вулканических пород выделенных структурно-вещественных комплексов Пахачинского и Апукского хребтов обнаруживает их принадлежность к двум петрохимическим типам — известково-щелочному (тип I) и толентовому (тип II). Породы типа I отчетливо разделяются на два подтипа — сильно дифференцированную базальт-андезит-дацит-риолитовую серию (тип Ia) и слабо дифференцированную существенно андезитовую серию (тип Ib). Первая развита в составе вулканогенно-обломочного комплекса, вторая — в составе вулканогенного комплекса.

#### Лавы типа Ia

Среди лав типа Ia резко преобладают кремнекислые андезиты, в меньших объемах присутствуют андезитобазальты и дациты, в то время как базальты и риолиты находятся в подчиненном количестве (табл. 24, рис. 11, 12). Лавы этого типа в целом характеризуются повышенными содержаниями  $\text{Na}_2\text{O}$  при относительно пониженных  $\text{CaO}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ . Концентрации  $\text{TiO}_2$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$  сравнительно низкие. Обращает на себя внимание практически постоянный уровень содержаний Na, Ti и P при переходе от основных разновидностей к кислым. Суммарная щелочность в ряду андезитобазальт—андезит—дацит постоянна, а отношение  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  устойчиво возрастает от 0,30 до 0,50. Базальты этого петрохимического типа отличаются повышенными концентрациями  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$  (табл. 24). Данные характеристики объясняются кумулятивной природой основных лав типа Ia, в которых кумулятивная фаза представлена высококальциевым плагиоклазом, а интеркумулюс — плагиоклазом и титаномagnetитом. Содержания  $t\text{FeO}$  и  $\text{MgO}$  варьируют в

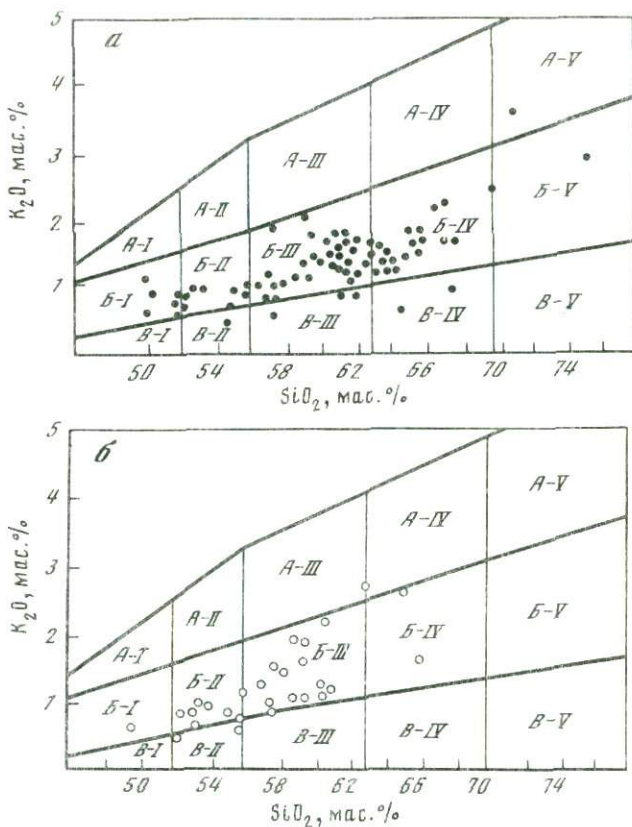


Рис. 11. Диаграмма  $K_2O-SiO_2$  [161] для лав вулканогенно-обломочного (а) и вулканогенного (б) комплексов юга Корякского нагорья

Поля: А — высококальциевых, Б — нормальнокальциевых, В — низкокальциевых серий; I — базальты, II — андезитобазальты, III — андезиты, IV — дациты, V — риолиты

широких пределах, закономерно понижаясь с ростом кремнекислотности.

По соотношению кремнезема и суммарной щелочности лавы типа Ia классифицируются как субщелочная непрерывно дифференцированная серия с преобладанием пород андезитового состава. Характер совместного распределения  $K_2O$  и  $SiO_2$  позволяет отнести вулканиты типа Ia к нормальнокальциевым известково-щелочным сериям, типичным для зон перехода океан—континент (см. рис. 11). На диаграмме  $SiO_2 - tFeO/MgO$  (см. рис. 12) фигуративные точки составов этих лав располагаются в поле умеренных известково-щелочных серий по А. Миясиро [151]. Рассмотрение зависимости  $TiO_2 - tFeO/MgO$  показывает, что при возрастании железистости в довольно широком диапазоне уровень концентраций  $TiO_2$  остается практически постоянным или несколько снижается, что также характерно для известково-щелочных серий. На диаграмме *AFM*, использование которой в данном случае

Таблица 24. Состав эффузивов известково-щелочной серии вулканогенно-обломочного комплекса юга Корякского нагорья

Номер образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
16/83	50,05	1,36	18,59	2,76	6,62
76/83	50,13	1,80	16,84	4,25	5,00
13/83	50,84	1,54	17,58	3,15	5,58
204/85	52,00	0,96	18,81	4,33	2,95
54/83	52,29	1,17	19,81	3,88	4,05
52/83	52,39	0,94	19,07	7,76	—
49/83	52,61	1,20	19,96	2,33	5,15
51/83	52,78	1,06	19,50	2,21	4,90
124/85	53,49	1,06	18,50	2,82	5,15
48/83	54,12	1,06	19,65	6,84	—
80/83	54,32	0,97	18,79	8,35	—
50/83	54,88	1,39	17,89	4,69	3,29
81/83	55,10	1,07	18,86	4,04	4,08
197/85	55,58	1,06	18,59	2,89	3,87
126/83	55,74	1,15	19,28	3,21	4,48
58/83	56,51	0,73	19,25	2,54	3,79
133/85	56,93	0,92	18,27	2,95	3,75
147/85	56,99	0,98	17,40	4,62	3,62
157/85	57,00	0,88	17,92	2,35	4,41
183/83	57,04	1,05	17,92	3,36	4,26
154/85	57,19	0,83	17,45	3,78	3,36
126/85	57,95	1,57	17,49	3,56	2,80
3/83	58,70	0,74	19,18	6,37	—
165/83	59,58	0,75	16,12	3,42	3,08
75/83	59,71	0,78	17,61	3,39	2,90
21/83	59,72	0,76	17,89	6,13	—
107/83	59,76	0,97	16,60	3,65	3,44
25/83	59,93	0,86	17,61	2,79	4,40
156/83	59,96	0,77	18,61	3,05	2,71
28/83	60,18	0,92	17,99	2,56	3,88
5/83	60,30	0,81	18,70	5,96	0,63
205/85	60,31	0,89	17,46	2,68	3,50
31/83	60,44	0,76	17,61	6,13	—
62/83	61,02	0,85	17,15	2,40	3,82
32/83	61,12	0,80	18,04	6,17	—
11/83	61,13	0,76	17,26	2,44	3,46
212/85	61,20	0,83	17,26	4,53	1,78
56/83	61,26	0,86	17,50	3,84	1,84
27/83	61,26	0,87	17,55	2,89	2,83
35/83	61,34	0,66	18,01	5,66	—
22/83	61,36	0,80	18,09	6,76	—
30/83	61,40	0,83	18,07	4,00	2,31
29/83	61,46	0,87	18,25	3,73	2,30
24/83	61,52	0,69	17,32	6,05	—
10/83	61,54	0,69	16,83	6,75	—
39/83	61,89	0,65	18,25	5,31	—
41/83	62,19	0,69	17,35	2,48	3,11
33/83	62,52	0,78	17,22	2,19	3,66
18/83	62,55	0,85	17,40	3,44	2,40
36/83	62,66	0,76	17,32	3,07	2,36
104/83	62,72	0,85	16,32	3,10	3,17

	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	tFeO/MgO
	0,15	7,13	8,62	4,11	0,49	0,12	1,28
	0,13	6,58	10,67	3,17	1,01	0,42	1,34
	0,13	6,82	9,22	3,82	0,97	0,35	1,23
	0,13	6,62	10,01	3,23	0,75	0,23	1,03
	0,12	5,32	9,09	3,63	0,49	0,15	1,42
	0,13	6,14	9,00	3,86	0,56	0,15	1,14
	0,12	4,18	9,65	3,86	0,49	0,45	1,73
	0,11	5,64	9,09	3,79	3,73	0,19	1,22
	0,15	5,14	8,96	3,77	0,74	0,22	1,50
	0,12	4,11	9,30	4,11	0,31	0,38	1,50
	0,14	4,54	8,30	3,91	0,50	0,18	1,66
	0,12	3,77	8,80	3,91	0,99	0,27	1,99
	0,12	4,29	7,70	3,75	0,79	0,20	1,80
	0,12	4,41	8,51	3,97	0,82	0,18	1,47
	0,14	3,36	6,96	4,63	0,80	0,25	2,19
	0,10	3,94	8,53	3,43	1,02	0,16	1,54
	0,16	4,13	7,88	3,89	0,94	0,18	1,55
	0,21	4,09	7,17	3,88	0,84	0,20	1,90
	0,15	4,33	8,03	3,88	0,88	0,17	1,51
	0,12	4,64	7,74	3,09	0,58	0,20	1,57
	0,13	4,45	7,97	3,76	0,91	0,17	1,52
	0,27	3,15	6,38	4,69	1,80	0,34	1,91
	0,13	3,29	6,40	4,14	0,96	0,09	1,74
	0,10	5,56	7,02	3,16	1,05	0,16	1,11
	0,11	3,52	6,33	3,42	2,02	0,21	1,69
	0,12	2,70	7,44	4,07	1,03	0,14	2,04
	0,12	3,20	6,33	3,91	1,76	0,26	2,10
	0,13	2,82	6,00	4,05	1,27	0,17	2,45
	0,09	2,52	7,23	3,66	1,22	0,18	2,17
	0,10	2,52	6,38	3,79	1,48	0,19	2,45
	0,12	2,61	5,45	3,93	1,34	0,15	2,30
	0,14	3,31	6,36	3,97	1,18	0,20	1,79
	0,11	3,19	6,48	3,96	1,17	0,15	1,73
	0,10	2,39	6,50	3,99	1,59	0,19	2,50
	0,11	2,93	5,94	3,52	1,24	0,13	1,90
	0,09	2,95	6,60	3,76	1,34	0,21	1,92
	0,11	2,85	6,12	3,84	1,27	0,21	2,06
	0,08	2,75	6,05	4,12	1,48	0,22	1,93
	0,10	2,39	6,33	4,08	1,51	0,19	2,27
	0,10	2,32	8,36	2,72	0,70	0,13	2,20
	0,17	1,40	6,34	3,93	1,00	0,15	4,35
	0,10	2,31	5,60	3,77	1,44	0,17	2,56
	0,09	1,72	6,34	3,55	1,51	0,19	3,29
	0,10	2,77	6,22	4,12	1,06	0,15	1,97
	0,09	3,11	6,05	3,62	1,05	0,27	1,95
	0,11	2,26	7,94	2,74	0,72	0,13	2,12
	0,09	3,13	5,96	3,40	1,38	0,22	1,71
	0,06	2,38	5,39	4,16	1,47	0,17	2,37
	0,10	2,06	5,33	4,20	1,48	0,19	2,67
	0,09	1,86	7,84	2,85	1,03	0,16	2,75
	0,10	3,57	4,14	4,14	1,65	0,23	1,67

Таблица 24 (окончание)

Номер образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
42/83	62,80	0,65	17,18	6,34	—
37/83	63,05	0,76	17,11	2,85	2,36
40/83	63,42	0,63	16,90	1,24	3,96
60/83	63,56	0,65	17,41	2,90	2,21
77/83	63,58	0,56	17,78	4,80	—
38/83	64,70	0,71	15,84	6,02	—
79/83	64,72	0,77	16,79	2,19	2,71
63/83	64,73	0,74	16,06	2,05	4,47
78/83	65,39	0,65	16,04	2,77	2,81
44/83	65,52	0,73	17,22	1,76	4,03
57/83	65,58	0,70	16,08	3,21	1,46
142/85	65,67	0,67	16,90	2,91	1,56
65/83	66,32	0,67	15,90	2,58	1,82
66/83	66,62	0,67	16,23	0,25	3,79
45/83	66,90	0,60	16,85	5,15	—
46/83	67,15	0,59	17,50	4,71	—
34/83	67,62	0,82	16,84	1,95	1,90
17/83	69,80	0,42	16,14	2,02	0,82
4/85	71,30	0,86	15,27	1,66	0,50
162/85	75,53	0,22	13,67	2,04	0,18

Примечание: Базальты: 16/83, 13/83 — правый приток р. Васваям; 76/83 — побережье Берингова моря близ с. Алука; 204/85 — мыс Крещенный Огнем; 54/83, 52/83, 58/83 — побережье Берингова моря между с. Усть-Пахаца и мысом Красным. Андезитобазальты: 49/83, 51/83, 48/83, 50/83 — там же; 124/85 — правобережье р. Майнлвыгоргын, руч. Малый Гитканяу; 80/83, 81/83 — мыс Красный; 197/85 — левобережье р. Имка; 126/83 — р. Пинавалям; 58/83 — мыс Красный; 133/85 — истоки руч. Гилевзэм, высота 1178,0 м; 147/85 — истоки руч. Чинайвзэм. Андезиты: 157/85, 154/85 — правобережье р. Майнлвыгоргын, высота 582, 4 м; 183/85 — верховья р. Аппанавалям; 126/85 — правобережье р. Майнлвыгоргын, руч. Малый Гитканяу; 3/83 — р. Васваям; 165/83 — гора Качкинай; 75/83 — побережье Берингова моря близ с. Алука; 21/83 — левобережье р. Васваям, высота 517,9 м; 107/83 — низовья р. Малый Ольховаям; 25/83, 28/83 — левобережье р. Васваям, высота 517,9 м; 156/83 — левобережье р. Се-

оправданно из-за слабой измененности эффузивов, составы вулканитов непрерывно дифференцированной серии формируют тренд, располагающийся в поле известково-щелочных пород (рис. 13). Аналогичные зависимости свойственны типичным известково-щелочным сериям островных дуг, например плиоцен-четвертичным ассоциациям Алеутской дуги (острова Адак, Литл-Ситкин, Канага) и дуги Кермадек (о-в Куртис). Нелинейный дискриминантный анализ также определяет принадлежность андезитов типа Ia к известково-щелочным сериям (рис. 14). Малый разброс точек на диаграмме нелинейного дискриминатора обусловлен слабой дифференцированностью внутри пород с андезитовыми содержаниями кремнезема. Таким образом, петрохимические характеристики позволяют отнести лавы типа Ia к нормальнокальцевым известково-щелочным островодужным сериям.

Этот вывод подтверждается при анализе распределения редких элементов в лавах непрерывно дифференцированной серии.

	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	tFeO/MgO
	0,10	3,34	5,32	2,86	1,23	0,18	1,71
	0,11	1,91	7,80	2,86	1,03	0,16	2,58
	0,09	2,96	5,63	3,42	1,56	0,19	1,71
	0,07	1,69	5,87	4,10	1,37	0,15	2,85
	0,09	1,93	5,70	4,21	1,26	0,09	2,24
	0,12	3,20	6,07	2,73	0,51	0,10	1,69
	0,07	1,84	4,97	4,02	1,77	0,15	2,54
	0,12	2,12	4,04	4,27	1,32	0,08	2,98
	0,08	1,27	5,07	4,12	1,64	0,15	4,18
	0,07	2,15	4,21	2,56	1,57	0,18	2,61
	0,06	1,39	5,31	4,24	1,79	0,17	3,13
	0,11	1,58	4,82	4,30	1,28	0,20	2,64
	0,08	1,85	4,02	4,52	2,09	0,15	2,24
	0,07	2,06	3,68	4,19	2,29	0,15	1,95
	0,09	2,00	4,18	2,45	1,35	0,43	2,34
	0,08	1,96	3,77	2,50	1,30	0,44	2,16
	0,06	1,67	4,28	3,78	0,89	0,19	2,19
	0,06	0,84	2,74	4,42	2,63	0,11	3,14
	0,03	0,13	1,71	4,84	3,58	0,12	15,34
	0,02	0,01	0,64	4,89	2,77	0,03	201,6

найваям; 5/83 — р. Васваям; 205/85 — мыс Крещенный Огнем; 31/83, 32/83 — гора Голая; 62/83 — мыс Останцы; 11/83 — р. Васваям, высота 247,0 м; 212/85 — мыс Крещенный Огнем; 56/83 — мыс Красный; 30/83, 27/83, 22/83 — левобережье р. Васваям, высота 517,9 м; 35/83 — гора Голая; 29/83, 24/83 — левобережье р. Васваям, высота 517,9 м; 10/83 — р. Васваям, высота 247,0 м; 39/83, 41/83 — побережье Берингова моря между с. Усть-Пахача и мысом Красным; 33/83, 36/83 — гора Голая; 18/83 — правый приток р. Васваям; 104/83 — низовья р. Малый Ольховаям; 42/83 — мыс Красный. Дациты: 37/83 — гора Голая; 40/83 — мыс Красный; 60/83 — там же; 77/83, 79/83, 78/83 — побережье Берингова моря близ с. Алука; 38/83 — гора Голая; 63/83, 65/83, 66/83 — мыс Красный; 44/83, 45/83, 46/83, 57/83 — мыс Останцы; 142/85 — истоки руч. Гиленвэем; 34/83 — гора Голая. Риолиты: 17/83 — правый приток р. Васваям; 4/85 — нижнее течение р. Млетьваям; 162/85 — правобережье р. Паваям.

Тугоплавкие элементы — Cr, Ni и Co (табл. 25) — по содержанию в эффузивах типа Ia близки к таковым в вулканических сериях развитых островных дуг, превышая концентрации тугоплавких элементов в лавах активных континентальных окраин. Содержания Ni в андезитобазальтах типа Ia близки к таковым в андезитах, а концентрации Cr в последних часто оказываются выше, что свидетельствует против происхождения южнокорякских андезитов в результате кристаллизационной дифференциации первичной базальтовой магмы. В последнем случае кремнекислые лавы должны иметь значимо пониженные концентрации тугоплавких элементов, прежде всего Ni [177]. Довольно четкая отрицательная корреляция между тугоплавкими компонентами устанавливается только в области 60—68 мас.% SiO<sub>2</sub>.

Содержания V устойчиво падают с ростом SiO<sub>2</sub>, что связано с фракционированием титаномагнетита, присутствующего в фенокристовой ассоциации лав типа Ia. В целом содержания и характер распреде-

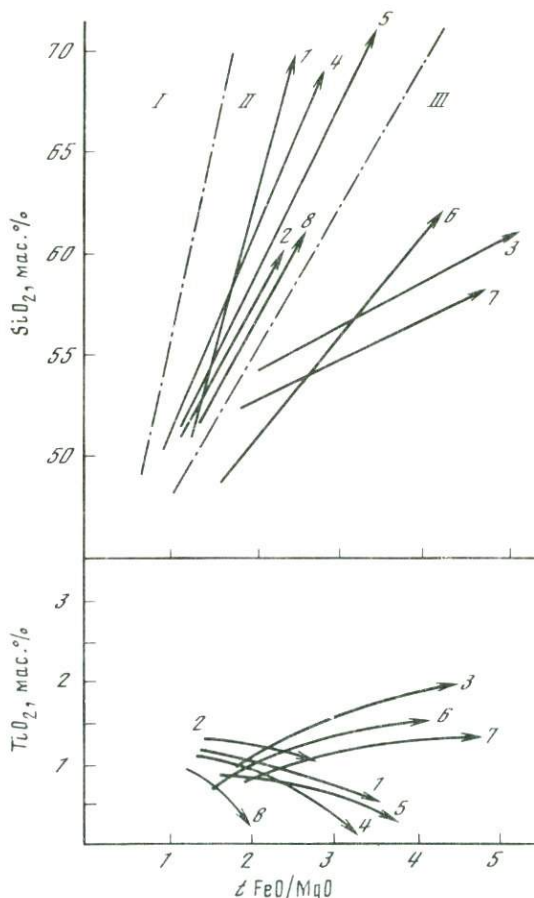


Рис. 12. Вариации химического состава позднекайнозойских эффузивов юга Корякского нагорья и островных дуг Тихого океана

1—8 — тренды дифференциации вулканических серий: 1—3 — юга Корякского нагорья (1 — тип Ia, 2 — тип Ib, 3 — тип II), 4, 5 — Алеутской дуги [90, 110] (4 — о-в Уналашка, 5 — о-в Литл-Ситкин), 6, 7 — дуги Тонга—Кермадек [103] (6 — о-в Рауль, 7 — о-в Лэйт), 8 — острова Сариган, Марианская дуга [147]

Штрихпунктирными линиями разделены поля типичных (I), умеренных (II), толеитовых (III), известково-щелочных серий по [151]

ления тугоплавких элементов в эффузивах непрерывно дифференцированной серии вулканогенно-обломочного комплекса юга Корякского нагорья типичны для островодужных известково-щелочных серий.

Крупноионные литофильные элементы (КИЛ) — Ba, Sr, Rb, Li, Cs — имеют широкое распространение в позднекайнозойских эффузивах Южной Корьякии (табл. 25). Это подчеркивает их сходство с вулканитами развитых островных дуг и выявляет ряд различий между лавами типа Ia и вулканическими сериями зрелых островных дуг и активных континентальных окраин. Эффузивы типа Ia несколько обога-

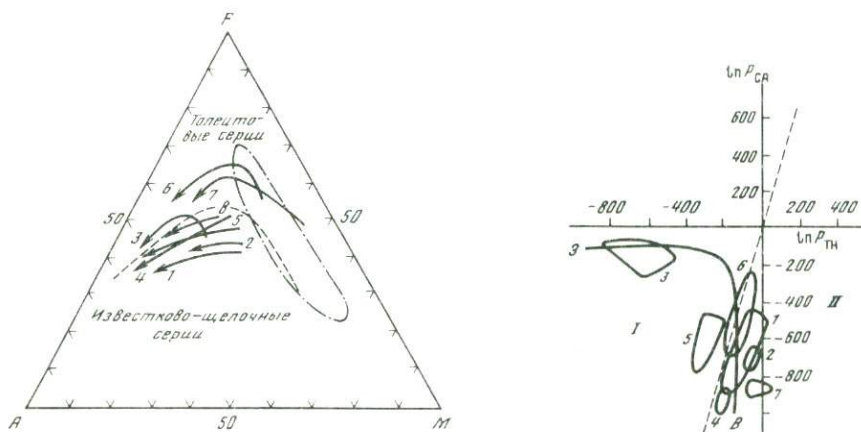


Рис. 13. Диаграмма  $AFM$  для позднекайнозойских вулканитов юга Корякского нагорья  
 1—8 — тренды дифференциации вулканических серий: 1—3 — юга Корякского нагорья (1 — тип Ia, 2 — тип Ib, 3 — тип II), 4, 5 — Алеутской дуги (4 — о-в Уналашка, 5 — о-в Литл-Ситкин [130, 141]), 6, 7 — дуги Тонга—Кермадек (6 — о-в Лэйт, 7 — о-в Рауль [103]), 8 — острова Сариган, Марианская дуга [147]  
 Штрихпунктирной линией околонуено поле составов абиссальных толитов

Рис. 14. Диаграмма нелинейного дискриминатора для лав обрамления Командорской котловины

Поля составов лав: 1—3 — юга Корякского нагорья: 1 — тип Ia, 2 — тип Ib, 3 — тип II; 4 — известково-щелочной серии бассейна р. Вывенка; 5—7 — Камчатского перешейка: 5 — толитовая серия, 6 — известково-щелочная серия вулканогенно-обломочного комплекса, 7 — известково-щелочная серия вулканогенного комплекса  
 I, II — поля ассоциаций: I — толитовых, II — известково-щелочных.  $P_{CA}$ ,  $P_{TH}$  — плотность вероятности для выборок анализов известково-щелочных и толитовых вулканитов соответственно

щены Ba и Sr, однако содержания этих элементов значимо ниже, чем их концентрация в лавах активных континентальных окраин. Кроме того, от последних вулканиты непрерывно дифференцированной серии отличаются пониженными концентрациями Li, Rb, Cs. Низкий уровень концентрации щелочей и редкоземельных элементов (и сходство их поведения при дифференциации, в частности незначительное накопление Li и Cs) сближает их с породами островных дуг, развитых на субконтинентальной коре, прежде всего Камчатки [53].

Одним из тонких геохимических индикаторов петрогенезиса андезитов является цезий-рубидиевое отношение, остающееся неизменным при кристаллизационной дифференциации [158]. Островодужные андезиты, например лавы вулкана Асама в Японии, обнаруживают более высокие значения  $Cs/Rb$  (0,04—0,07), сопоставимые с данными отношениями в обогащенных толитах COX и океанических островов. Вулканитам типа Ia свойственны повышенные отношения  $Cs/Rb$  (0,063—0,246), близкие к таковым (0,028—0,150) в бонинитах [126]. Повышение цезий-рубидиевого отношения в андезитах типа Ia связано с низкими концентрациями Rb и высокими Cs. Последнее может быть объяснено воздействием на первичный источник флюида с фракционированным

Таблица 25. Содержание редких элементов в эффузивах известково-щелочной серии вулканогенно-обломочного комплекса юга Корякского нагорья

Элемент	1/83	2/83	9/83	11/83	27/83	28/83	5/83
Cr	163	162	44	55	61	15	—
Ni	86	90	34	68	50	38	—
Co	28,8	28,8	16,4	14	30	16,7	—
V	—	—	—	120	120	—	—
Ba	364	343	493	440	390	406	460
Sr	842	785	458	410	550	656	570
Rb	9	10	20	23	24	24	—
Li	—	—	—	7,2	9,7	—	—
Cs	0,27	0,26	0,88	2,8	3,1	1,57	—
Zr	140	140	130	172	166	130	110
Y	—	—	—	15	17	—	—
Nb	—	—	—	47	39	—	—
Cu	—	—	—	20	40	—	—
Zn	—	—	—	98	98	—	—
Sc	27,4	27,1	18,1	—	—	17,0	—

Элемент	56/83	57/83	64/83	66/83	76/83	78/83	166/83
Cr	—	—	35	—	190	39	136
Ni	—	—	35	—	93	32	110
Co	—	—	10,4	—	3	12,1	23,8
V	—	—	130	—	200	—	—
Ba	450	500	510	530	310	508	510
Sr	710	390	340	360	1120	368	565
Rb	—	—	43	—	7,2	29	18
Li	—	—	16	—	11	—	—
Cs	—	—	6,2	—	4,8	1,78	0,64
Zr	150	160	196	160	161	150	90
Y	—	—	16	—	22	—	—
Nb	—	—	39	—	1	—	—
Cu	—	—	80	—	10	—	—
Zn	—	—	81	—	55	—	—
Sc	—	—	11,2	—	—	14,7	22,1

Примечание. Здесь и далее — содержания элементов (микрокомпонентов) в г/т. Описание образцов см. в табл. 24.

отношением Cs/Rb. В данном случае не случайна близость лав типа Ia к бонинитам. Происхождение последних связывается с плавлением первично истощенного источника, претерпевшего воздействие обогащенного крупноионными литофильными элементами флюида [118]. Если предположить, что первичным был истощенный океанический источник, то он должен был испытать либо воздействие компонента, обогащенного Cs относительно Rb, либо вынос Rb. Так как процесс выноса Rb при сохранности Cs в природных условиях неизвестен, остается предположить реальность первого процесса.

Однако простое преобразование океанического толсита под воздействием морской воды или гидротермальных растворов не приведет к заметному изменению цезий-рубидиевого отношения. Поэтому необходимо привлечение механизма воздействия на исходный источник эндогенного флюида с высоким отношением Cs/Rb. Такой компонент

	34/83	35/83	36/83	37/83	40/83	50/83	51/83	53/83
	13	—	18	—	65	55	38	38
	43	—	43	—	60	75	75	68
	—	—	—	—	30	14	—	17,6
	78	—	92	—	100	210	180	110
	370	750	580	660	480	210	210	430
	340	500	470	410	410	430	870	600
	22	—	13	—	26	9,4	6,3	21
	49	—	28	—	14	8,4	8,1	14
	9,1	—	11	—	2,9	2,8	1,9	3,2
	170	100	130	140	130	131	80	120
	17	—	14	—	16	25	14	14
	—	—	—	—	35	5	—	—
	—	—	—	—	60	60	—	—
	—	—	—	—	96	63	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	16,0

	169/83	156/83	124/85	133/83	154/85	205/85	212/85	142/83	79/83
	127	55	—	—	—	—	—	—	—
	112	85	96	51	27	15	15	13	—
	19,0	28	—	—	—	—	—	—	—
	—	140	—	—	—	—	—	—	—
	480	430	—	—	—	—	—	—	440
	600	620	484	489	488	401	484	478	370
	20	18	10	16	17	30	17	21	—
	—	8,8	—	—	—	—	—	—	—
	0,94	3,8	—	—	—	—	—	—	—
	100	148	146	73	81	165	118	131	150
	—	17	32	24	18	29	22	23	—
	—	23	—	—	—	—	—	—	—
	—	110	88	53	52	25	27	35	—
	—	75	56	50	68	53	65	62	—
	19,8	—	—	—	—	—	—	—	—

может образовываться при низких (2—5%) степенях плавления амфибол-содержащего мантийного перидотита. В дальнейшем будет показано, что влияние такого компонента фиксируется и по некоторым другим межэлементным отношениям. Отношения Rb/Sr в лавах типа Ia практически идентичны таковым в островодужных сериях, за исключением резко пониженного рубидий-стронциевого отношения в основных вулканитах (0,006—0,008).

Отношение K/Rb в породах непрерывно дифференцированной серии изменяется от 1164 в базальтах до 494—779 в андезитах и 336—498 в дацитах, следуя нормальному известково-щелочному тренду с опережающим ростом Rb относительно K на заключительных этапах дифференциации [111].

Для лав типа Ia характерен широкий спектр вариаций отношения Ba/Sr, изменяющегося от 0,2—0,7 в основных и средних эффузивах

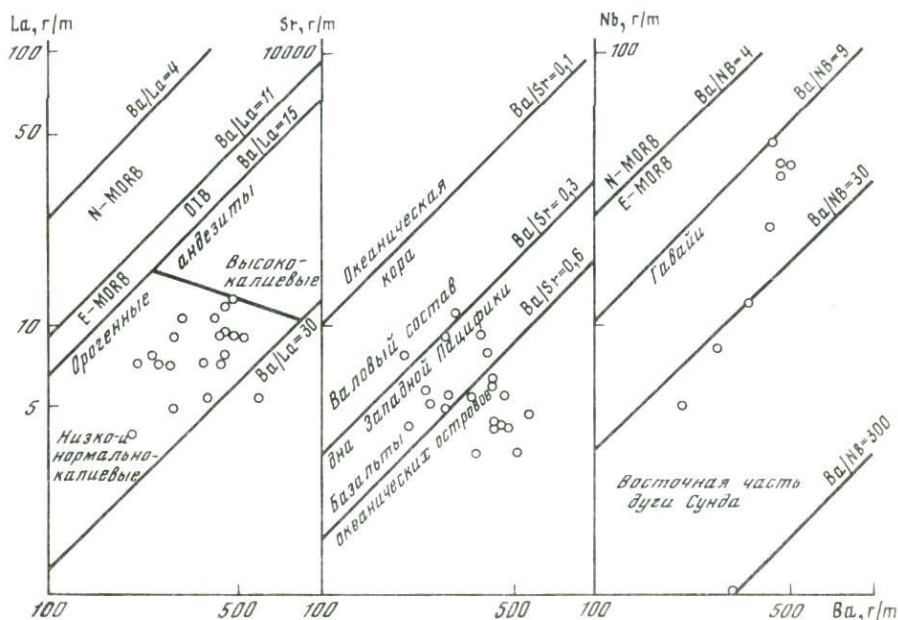


Рис. 15. Распределение Ba, La, Sr и Nb в позднекайнозойских вулканитах юга Корякского нагорья

Поля высоко-, нормально- и низкокальциевых орогенных андезитов по Дж. Гиллу [111]. Значения отношений Ba/La и Ba/Nb для N- и E-MORB, базальтов океанических островов, островных дуг, базальтов Гавайских островов и Исландии по Р. Варну [180]. Значения отношения Ba/Sr для океанической коры, валового состава дна Западной Пацифики и щелочных базальтов океанических островов по Э. Ито и Р. Стерну [122]

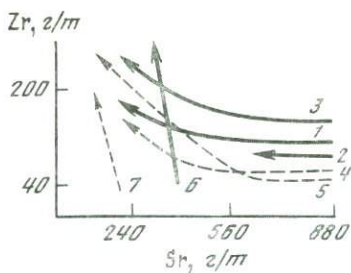


Рис. 16. Распределение Zr и Sr в эффузивах юга Корякского нагорья и островных дуг Тихого океана

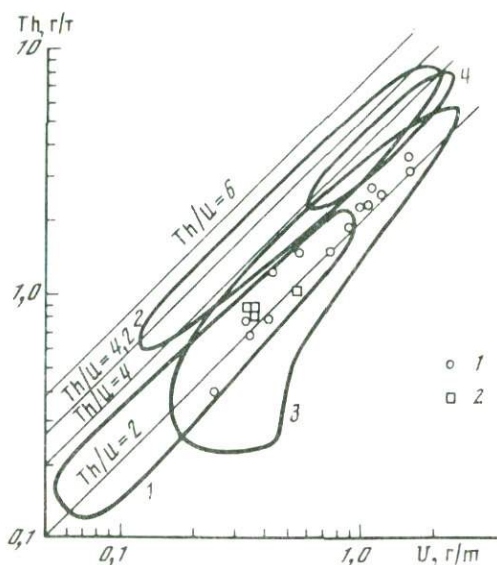
1—7 — тренды дифференциации вулканических серий: 1—3 — юга Корякского нагорья (1 — тип Ia, 2 — тип Ib, 3 — тип II), 4, 5 — Алеутской дуги (4 — о-в Адак, 5 — о-в Литл-Ситкин [141]), 6 — о-в Ломбок, дуга Сунда [188], 7 — острова Сариган, Марианская дуга [147]

до 0,7—1,5 в кислых (рис. 15). На диаграмме Ba—Sr (рис. 15) андезитобазальты типа Ia обнаруживают пониженные отношения Ba/Sr, свойственные валовому составу дна западной части Тихого океана, т.е. нормальной океанической коры [122], в то время как андезиты характеризуются повышенными значениями Ba/Sr, аналогичными барий-стронциевому отношению в щелочных базальтах океанических островов. В случае лав типа Ia повышение отношения Ba/Sr при переходе от основных лав к кислым объясняется фракционированием высоко-

Рис. 17. Распределение Th и U в позднекайнозойских эффузивах обрамления Командорской котловины и в вулканитах других структур зоны перехода океан—континент

1, 2 — точки составов эффузивов обрамления Командорской котловины: 1 — тип I, 2 — тип II

1—4 — поля составов вулканитов: 1 — дуги Тонга—Кермадек, 2 — зоны Таупо, Новая Зеландия [103], 3 — Юго-Восточной Камчатки [46], 4 — Чилийских Анд [138]



кальциевого плагиоклаза, являющегося основной минеральной фазой в диапазоне ликвидусные—солидусные температуры и в то же время концентрирующего Sr, изоморфно замещающий Ca. Отсадка обогащенного стронцием плагиоклаза в базальтовые и андезитобазальтовые плагиофировые кумуляты ведет к резкому обогащению последних стронцием (см. табл. 25). Повышения концентраций Sr характерны для лав активных континентальных окраин (Анды, Центральная Америка, Земля Грэхем), но в таком случае это — отражение первичных характеристик магмагенерирующего субстрата [99, 182, 184]. Породы серии Ia, обладающие наиболее высокими концентрациями Sr (1150—1230 г/т), представляют собой плагиоклазовые кумуляты, по своим петрографическим и петрохимическим характеристикам аналогичные базальтовым кумулятам Алеутской и Новогебридской островных дуг.

Для проверки гипотезы о кумулятивной природе обогащения Sr основных лав типа Ia рассмотрим совместное распределение Sr, в данном случае оказывающегося когерентным по отношению к кальциевому плагиоклазу, и элемента, например Zr, заведомо некогерентного по отношению ко всем реально присутствующим в описываемых породах минеральным фазам. На рис. 16 видно, что при дифференциации исходного расплава до уровня кремнекислотности 57—58% главной кристаллизующейся фазой был лабрадор-битовнитовый плагиоклаз, отсадка которого и образование базальтовых кумулятов привели к резкому обеднению остаточного андезитового расплава Sr относительно Zr. Далее доминирующим становится процесс кристаллизации ромбического и моноклинного пироксенов (и в меньшей степени андезин-лабрадорного плагиоклаза), что приводит к обогащению крайних дифференциатов Zr. Приведенная схема полностью подтверждается петрографическими данными.

Таблица 26. Содержание РЗЭ, Hf, Ta, Th и U в эффузивах известково-щелочной серки вулканогенно-обломочного комплекса юга Коряжского нагорья

Элемент	1/83	2/83	9/83	11/83	27/83
La	10,0	9,7	13,4	8,0	9,5
Ce	24	24	27	25	15
Nd	14,5	14,1	12,6	17	21
Sm	3,82	3,73	3,31	2,24	3,0
Eu	1,31	1,25	1,06	0,9	1,5
Gd	4,3	4,0	3,5	2,5	3,1
Tb	0,71	0,65	0,59	—	—
Er	—	—	—	1,6	1,8
Tm	0,359	0,324	0,304	—	—
Yb	2,09	1,95	1,86	2,2	2,0
Lu	0,311	0,280	0,283	—	—
(La/Sm) <sub>N</sub>	1,65	1,64	2,55	2,10	1,99
(La/Yb) <sub>N</sub>	3,23	3,36	4,86	2,45	3,20
Hf	3,0	3,4	3,4	—	—
Ta	0,268	0,262	0,226	—	—
U	0,45	0,48	1,13	—	—
Th	0,80	1,06	2,61	—	—

Элемент	53/83	64/83	76/83	78/83	166/83
La	11,5	13,3	14	12,6	9,9
Ce	26	27	36	27	19
Nd	10,8	12,7	29	14,1	10,1
Sm	3,01	3,32	5,2	3,32	2,56
Eu	0,94	0,85	1,9	0,96	0,82
Gd	3,3	3,7	5,6	3,6	2,9
Tb	0,52	0,58	—	0,58	0,45
Er	—	—	2,0	—	—
Tm	0,288	0,341	—	0,311	0,266
Yb	1,77	2,07	2,7	1,95	1,68
Lu	0,265	0,317	—	0,290	0,256
(La/Sm) <sub>N</sub>	2,40	2,52	1,69	2,39	2,44
(La/Yb) <sub>N</sub>	4,39	4,34	3,50	4,36	3,97
Hf	3,5	4,7	—	4,2	2,7
Ta	0,307	0,423	—	0,349	0,177
U	1,01	1,41	—	1,19	0,93
Th	2,07	3,14	—	2,49	1,80

Примечание. Описание образцов см. в табл. 24

Содержания Th и U в лавах типа Ia типичны для эффузивов развитых островных дуг (табл. 26). На диаграмме Th—U (рис. 17) они группируются вдоль тренда с отношением Th/U = 2, свойственным вулканитам Тонга-Кермадекской островной дуги, иногда характеризующаясь повышенными абсолютными концентрациями радиоактивных элементов за счет андезитового и дацитового уровня кремнекислотности. В то же время они не достигают концентраций Th и U в лавах активных континентальных окраин (Чилийские Анды, зона Таупо Новой Зеландии). Последним также присуще более высокое отношение Th/U,

	28/83	34/83	36/83	40/83	50/83	51/83
	9,9	9,5	10,5	13,4	7,5	8,0
	22	3,2	25	26	20	18
	12,8	21	17	13,0	17	16
	3,39	3,2	3,9	3,17	3,0	3,1
	1,05	2,2	1,19	0,93	1,2	1,2
	3,6	3,1	3,1	3,4	5,6	3,7
	0,61	—	—	0,55	—	—
	—	2,0	1,4	—	1,2	1,4
	0,291	—	—	0,288	—	—
	1,84	1,9	1,7	1,72	2,9	2,2
	0,249	—	—	0,260	—	—
	1,84	1,85	1,69	2,66	1,57	1,63
	3,63	3,37	4,21	5,26	1,75	2,45
	3,1	—	—	3,6	—	—
	0,262	—	—	0,232	—	—
	0,80	—	—	1,56	—	—
	1,51	—	—	3,67	—	—

	169/83	156/83	133/85	205/85	212/85
	10,2	11	12	13	15
	20	29	28	26	36
	11,4	17	14	14	15
	2,78	4,0	5,2	1,1	0,8
	0,93	1,2	1,1	1,5	1,1
	3,0	3,7	3,4	4,4	3,6
	0,45	—	—	—	—
	—	1,8	2,6	1,9	2,2
	0,251	—	—	—	—
	1,58	2,3	2,0	1,2	1,4
	0,230	—	—	—	—
	2,31	1,73	1,45	7,44	11,79
	4,36	3,23	4,05	7,31	7,23
	2,7	—	—	—	—
	0,176	—	—	—	—
	1,02	—	—	—	—
	2,23	—	—	—	—

равное 4 и отражающее эволюционную зрелость литосферы в этих структурах по сравнению с районами с "низкотермическим" андезитовым вулканизмом [104].

Высокозарядные литофильные элементы (ВЗЛ) — Zr, Y, Nb, Ta, Hf — сконцентрированы в лавах типа Ia, что довольно типично для дифференцированных серий островных дуг (см. табл. 25). С увеличением кремнекислотности содержания Zr возрастают, а Y уменьшаются, что может быть следствием фракционирования клинопироксена, для которого коэффициент распределения Y

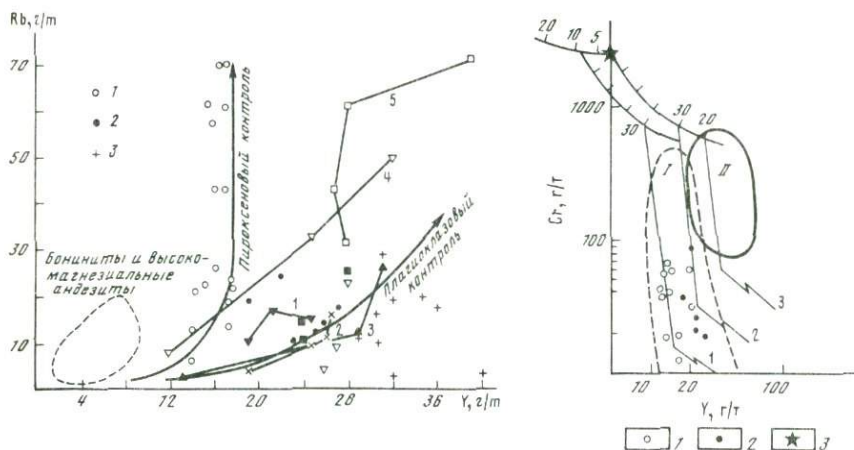


Рис. 18. Распределение Rb и Y в позднекайнозойских вулканитах обрамления Командорской котловины

1, 2 — вулканиты юга Корякского нагорья: 1 — тип I, 2 — тип II; 3 — вулканиты Камчатского перешейка

1—5 — тренды магматических серий: 1 — о-ва Сант-Китс, Малая Антильская дуга [88], 2 — вулкана Эджекьюмб, Аляска [155], 3 — вулкана Малый Семьячик, Камчатка [53], 4 — плутона Кептенс Бей, о-в Уналашка, Алеутская дуга [130], 5 — о-ва Ява, дуга Сунда [188]

Объяснение трендов с пироксеновым и плагиоклазовым контролем см. в тексте

Рис. 19. Распределение Sr и Y в позднекайнозойских вулканитах юга Корякского нагорья

1, 2 — точки составов лав: 1 — тип I, 2 — тип II; 3 — расчетный состав источника по [159]

1—3 — тренды дифференциации [159]: 1 — бонинитов, 2 — островодужных толеитов, 3 — базальтов срединно-океанических хребтов (СОХ). Цифрами на трендах показана степень истощения источника, %

I—II — поля составов офиолитовых вулканитов: I — надсубдукционных, II — океанических

между твердой фазой и расплавом может достигать 4 [160]. Существование двух основных путей эволюции вулканических серий выявляется при анализе совместного распределения Y и Rb в лавах островных дуг (рис. 18). Серии, возникшие при фракционировании высокомагнезиальных андезитовых расплавов (тренд 1 на рис. 18), характеризуются резким накоплением Rb при практически постоянных концентрациях Y. Содержание Rb в конечных дифференциатах бонинитовой магмы, например в оливин-пироксеновых и дупироксеновых низкотитанистых андезитах вулканического пояса Сетоучи в Юго-Западной Японии, может достигать 151 г/т [121], в то время как концентрации Y буферятся клинопироксеном. Островодужные вулканиты, связанные с дифференциацией высокоглиноземистых базальтовых и андезитобазальтовых расплавов (тренд 2 на рис. 18), обнаруживают одновременное накопление Y и Rb, которое образовалось в результате преимущественного фракционирования кальциевого плагиоклаза. На

диаграмме Rb—Y (рис. 18) известково-щелочные лавы типа Ia следуют "бонинитовому" тренду с пироксеновым контролем.

Возможность образования лав типа Ia при дифференциации высокомагнезиальных андезитовых магм подтверждается при анализе соотношения Y и Sr в этих породах. На диаграмме Y—Sr (рис. 19) точки составов лав типа Ia группируются вдоль тренда дифференциации магнезиальных расплавов, типичных для бонинитосодержащих островодужных комплексов [159]. Характер совместного распределения Sr и Y однозначно идентифицирует породы типа Ia как островодужную серию. Кроме того, в пользу происхождения этих вулканитов в процессе фракционирования высокомагнезиальных кремнекислых расплавов свидетельствует наличие в этой серии андезиодацитов и дацитов, обогащенных MgO, Sr и Ni по сравнению с обычными концентрациями этих элементов в дацитах (см. табл. 25).

Вывод о принадлежности лав типа Ia к известково-щелочным островодужным сериям подтверждается при анализе совместного распределения Zr и Ba (рис. 20). При уровне концентраций Ba и Zr, характерном для островодужных известково-щелочных дифференцированных серий, отношение Ba/Zr в лавах этого типа довольно высокое (около 3—4) и сопоставимо с барий-циркониевым отношением в вулканитах зрелых островных дуг и активных окраин континентов (рис. 20). От последних, однако, эффузивы типа Ia отличаются пониженными абсолютными концентрациями Ba и Zr. На диаграмме Zr—Ba точки составов лав непрерывно дифференцированной серии большей частью попадают в поле дифференцированных неоген-четвертичных вулканитов Алеутской островной дуги (рис. 20).

Для лав типа Ia характерны значительные вариации концентраций Nb и отношения Ba/Nb (см. табл. 25; рис. 15). Последнее изменяется от типично островодужного ( $Ba/Nb = 30 \div 300$ ) до 9—30 — отношения, свойственного выплавкам из обогащенного мантийного субстрата, типа источника базальтов Гавайских островов [180].

На диаграмме Th—Hf (рис. 21, а) лавы типа Ia характеризуются широкими вариациями отношения Hf/Th, изменяющегося от 1,25 до 12,5. Точки составов лав этого типа попадают в поля обогащенных толентов Азорского сегмента Срединно-Атлантического хребта и Исландии, а также в поля четвертичных толентовых и известково-щелочных вулканитов Японии (рис. 21). Несмотря на разброс точек, ни один состав эффузивов типа Ia не проявляет свойственного деплетированному океаническому источнику отношения Hf/Th. Все вышеуказанные магматические ассоциации генерированы либо из обогащенного океанического источника (Азорские острова, Исландия), либо из обогащенного островодужного (Япония). Абсолютные концентрации Hf, Th и Ta не обнаруживают корреляции ни с кремнекислотностью, ни с железистостью (с железомagneзиевым отношением  $tFeO/MgO$ ). На диаграмме La/Ta (рис. 21, б) лавы типа Ia тяготеют к полям составов известково-щелочных вулканитов Японской и Алеутской островных дуг. В то же время они обнаруживают повышенные отношения La/Ta (до 14), свойственные обогащенному источнику, проявленному как в некоторых островодужных сериях, так и во внутриплитных вулканитах

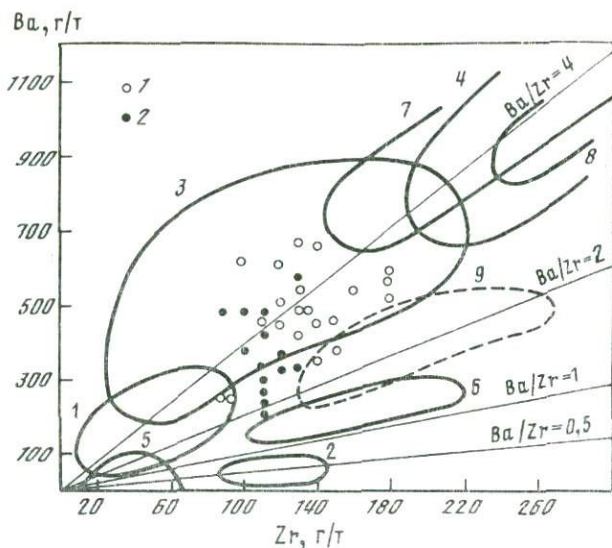


Рис. 20. Распределение Ba и Zr в эффузивах юга Корьякского нагорья и других структур зоны перехода океан—континент

1, 2 — известково-щелочные лавы Южной Корякии: 1 — тип Ia, 2 — тип Ib

1—9 — поля составов: 1 — толентов дуги Тонга—Кермадек [103] и 2 — Марианской дуги [119], 3 — известково-щелочных и толентовых вулканитов Алеутской дуги [141, 130], 4 — известково-щелочных лав Чилийских Анд [99], 5 — бонинитов мыса Фогель, Папуа — Новая Гвинея [126], 6 — толентов хребта Лау-Колвилл [111], 7 — известково-щелочных лав вулкана Медисин-Лейк, Каскадные горы [148], 8 — известково-щелочных вулканитов Папуа — Новая Гвинея [111], 9 — толентов юга Корьякского нагорья

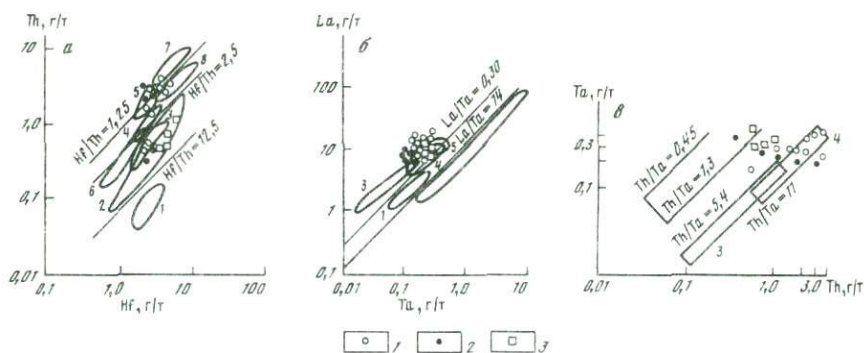


Рис. 21. Распределение Th, Hf, La, Ta в эффузивах юга Корьякского нагорья

1—3 — лавы: 1 — тип Ia, 2 — тип Ib, 3 — тип II

1—8 — поля составов [65]: 1 — N-MORB, 2, 3 — толентов (2 — Исландия, 3 — Япония), 4 — известково-щелочных лав Японии, 5 — пород диорит-гранитоидной формации Алеутской дуги, 6—8 — базальтов (6 — района FAMOUS в Атлантике, 7 — Западных Азор, 8 — Восточных Азор)

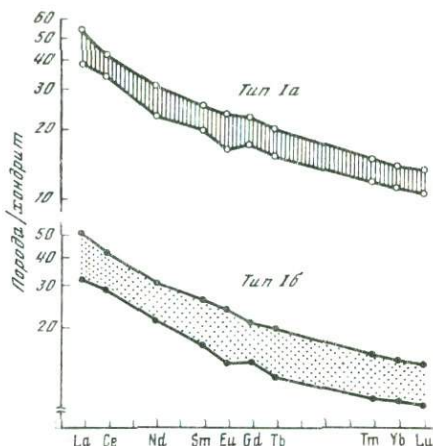
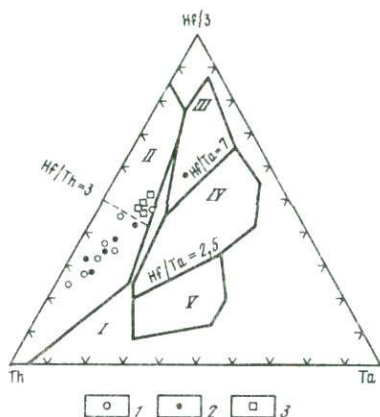


Рис. 22. Диаграмма Th—Hf—Ta для позднекайнозойских вулканитов юга Корякского нагорья

I—V — поля составов [189]: I — известково-щелочных вулканитов, II — островодужных толеитов, III — N-MORB, IV — E-MORB, внутриплитных толеитов и их дифференциатов, V — внутриплитных щелочных базальтов и их дифференциатов

1—3 — точки составов вулканитов юга Корякского нагорья: 1 — тип Ia, 2 — тип Ib, 3 — тип II

Рис. 23. Распределение РЗЭ в позднекайнозойских известково-щелочных вулканитах юга Корякского нагорья

[129, 153]. Соотношение Ta и Th подчеркивает близость лав типа Ia к островодужным известково-щелочным сериям, также связанным с деятельностью обогащенного источника, близкого по химизму к внутриплитному источнику гавайского типа (рис. 21, в). На тройной диаграмме Th—Hf—Ta (рис. 22) точки составов эффузивов типа Ia лежат в поле островодужных известково-щелочных серий и только один анализ попадает в поле островодужных толеитов. По соотношению Th, Hf и Ta они аналогичны низкотермическим известково-щелочным породам Западно-Марианского хребта и Японии и резко отличаются от высокотермических эффузивов Липарских островов (Эолис) и Сардинии [189].

Редкоземельные элементы (легкие РЗЭ) умеренно обогащают вулканиты непрерывно дифференцированной серии (см. табл. 26; рис. 23). Для них характерен тип распределения, свойственный известково-щелочным эффузивам интраокеанических островных дуг, развитых на субокеанической коре [111]. Здесь и далее в тексте, таблицах и на рисунках концентрации РЗЭ нормализованы по углестому хондриту [102]. Отношение  $La_N/Yb_N$  изменяется в пределах 2,03—4,19, за исключением некоторых андезитобазальтов, в которых отмечены низкие значения этого отношения (1,23—1,74). При возрастании кремнекислотности концентрации РЗЭ практически не увеличиваются и медленный рост их содержаний начинается только в области андези-тодацитовых и дацитовых содержаний  $SiO_2$ . Это обстоятельство

резко отличает южнокорякские эффузивы типа Ia от известково-щелочных серий активных континентальных окраин и зрелых островных дуг, для которых характерно быстрое накопление РЗЭ при дифференциации [111]. Отличие подчеркивается низким уровнем абсолютных концентраций в лавах типа Ia, свойственным нормальнокалевым сериям развитых островных дуг [111].

Для дацитов этого типа характерны фракционированные спектры РЗЭ, сохраняющие, однако, четкий, умеренно обогащенный легкими РЗЭ профиль. Фракционирование спектра редких земель, вероятно, отражает интенсивные процессы низкобарической кристаллизационной дифференциации, протекавшие в близповерхностных промежуточных камерах. В дацитах также появляется слабая европиевая аномалия, свидетельствующая о фракционировании плагиоклаза на заключительных этапах дифференциации. Для выяснения геохимических особенностей и реконструкции источников известково-щелочных вулканитов были отобраны наиболее примитивные составы оливин-бронзитовых андезитов, удовлетворяющие оливиновому критерию Сато—Банно [167] и обнаруживающие наименьшее фракционирование отношений некогерентных элементов.

Интервал содержаний РЗЭ в примитивных андезитах Южной Кореи показан на рис. 23. По абсолютным концентрациям и типу распределения они близки к примитивным оливин-бронзитовым андезитам зоны Таупо (Новая Зеландия), а также к вулканитам, генерированным из обогащенного внутриплитного источника, например к эффузивам подводного вулкана Лоихи в районе Гавайских островов. Сходство подчеркивается при рассмотрении диаграмм La—Sm и La—Yb (рис. 24), на которых выделяются три типа примитивных андезитов<sup>1</sup>.

Первый характеризуется отношениями  $La_N/Sm_N$  и  $La_N/Yb_N$ , близкими к 1, и низким уровнем содержаний практически всех литофильных элементов. К этому типу относятся оливин-пироксеновые и двупироксеновые андезиты дуги Тонга—Кермадек, андезитобазальты и андезиты Новых Гебрид и некоторые оливин-бронзитовые андезиты Идзу-Бонинской дуги. Эти породы образовались при плавлении примитивной мантии (близкий к хондритовому спектр РЗЭ), и их геохимические особенности определяются в основном низкобарической кристаллизацией при подъеме расплава на поверхность.

Второй тип представлен производными расплавов, образующихся при участии первично обогащенного внутриплитного источника, резко отличающегося по характеру распределения РЗЭ от метасоматически (вторично) обогащенного источника. К этому типу принадлежат пироксеновые андезиты Марианской дуги и оливин-пироксеновые вулканиты зоны Таупо. Последним свойственны высокие отношения  $La_N/Sm_N$  (порядка 3—3,5), вероятно связанные с участием в петрогенезисе силикатического вещества континентальной коры. Контаминация островодужных магм коровым веществом возможна при наличии в силикатической коре долгоживущих промежуточных камер. Такой процесс

<sup>1</sup> Детальное рассмотрение геохимических типов примитивных андезитов в зонах перехода океан—континент приведено в гл. V.

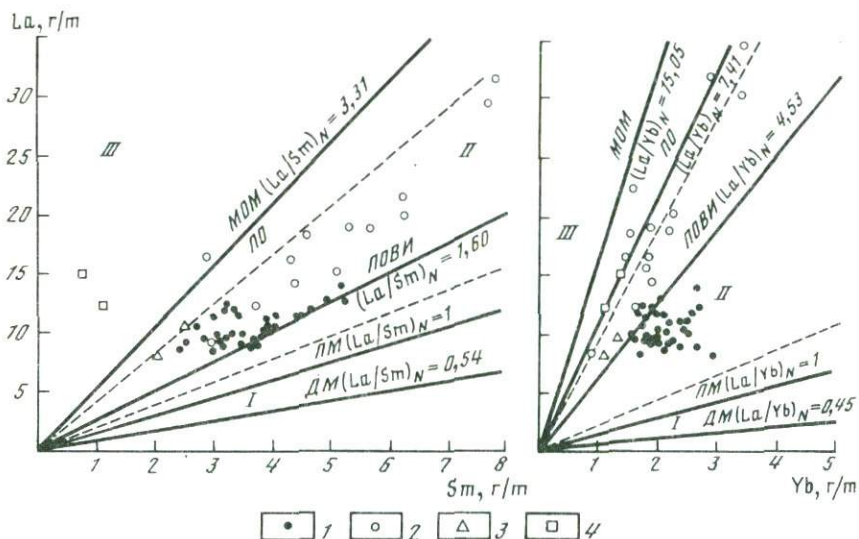


Рис. 24. Редкоземельная систематика андезитов обрамления Командорской котловины [38]

*ДМ* — деплетированная мантия [145]; *ПМ* — примитивная мантия; *ПОВИ* — первозданно обогащенный внутриплитный источник [89]; *ПО* — пелагические осадки [145]; *МОМ* — метасоматически обогащенная мантия [165]

*I*—*III* — типы андезитов: *I* — примитивный (тонга-кермадецкий), *II* — первично обогащенный (алеутский), *III* — вторично обогащенный (андийский)

*1*—*4* — андезиты обрамления Командорской котловины: *1* — юг Корякского нагорья, *2* — Камчатский перешеек, *3* — хребт Ширшова, *4* — мыс Крещенный Огнем

мог протекать в зоне Таупо, в пределах которой андезиты содержат большое количество переработанных ксенолитов осадочных пород. Участие корового компонента, представленного юрскими граувакками, подтверждается также данными по изотопии Pb и O [84].

Третий тип характеризуется повышенными отношениями  $La_N/Sm_N$  и  $La_N/Yb_N$ . Образование этих примитивных андезитов может быть связано с плавлением метасоматически обогащенной мантии. Определенную роль могла играть контаминация коровым веществом. Представителем этого типа являются оливин-пироксеновые андезиты комплекса Лагуна-дель-Мауле и двупироксеновые андезиты вулкана Сан-Хосе в Чилийских Андах. Необходимо отметить, что по характеру распределения РЗЭ практически невозможно отличить частичное плавление метасоматически обогащенного мантийного источника от контаминации расплавов коровым компонентом. Примитивные оливин-бронзитовые андезиты типа Ia обнаруживают отношения  $La_N/Sm_N$  и  $La_N/Yb_N$ , свойственные обогащенному внутриплитному источнику гавайского типа (см. рис. 24).

Таким образом, по комплексу петрогеохимических признаков лавы типа Ia соответствуют вулканитам нормальнокалиевой островодужной известково-щелочной серии. Петрогеохимические данные не позволяют сопоставлять рассматриваемые образования с известково-

щелочными сериями активных континентальных окраин (Анды, Каскадные горы, Центрально-Американский пояс). В целом от пород активных континентальных окраин лавы типа Ia отличаются повышенными содержаниями CaO, Sr, Ni и пониженными K<sub>2</sub>O, Y, Li, Rb, Cs. Ближайшими аналогами эффузивов типа Ia являются неоген-четвертичные вулканиты центральной части Алеутской дуги (острова Литл-Ситкин, Адак, Канага, Танага) и на востоке ее (о-в Уналашка). Это подтверждается и минералогическими данными: наличием в алеутских сериях сквозного оливин-двупироксенового парагенезиса фенокристов, близким составом минералов, в частности постоянно высоким номером плагиоклаза во вкрапленниках [90, 95, 130].

### Лавы типа Ib

Среди лав типа Ib (слабо дифференцированная серия) преобладают андезитобазальты и андезиты, образующие небольшие максимумы на гистограммах частоты встречаемости различных типов пород. Петрохимическая характеристика андезитобазальтов и андезитов слабо дифференцированной серии (табл. 27) обнаруживает несколько повышенные содержания MgO и CaO при относительно низких концентрациях K<sub>2</sub>O (около 0,94 мас.%). Содержание TiO<sub>2</sub> варьирует в широких пределах (соответственно 0,7—1,4 и 16—20 мас.%). Суммарная щелочность в отличие от вулканитов типа Ia сравнительно невысокая — около 4,5%. Содержание суммарного железа плавно снижается, а отношение  $t\text{FeO}/\text{MgO}$  возрастает при увеличении кремнекислотности в ряду андезитобазальт—андезит. Отношение K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O в этом же ряду несколько возрастает и в наиболее кремнекислых разностях достигает значения 0,40.

Соотношение суммарной щелочности и кремнезема идентифицирует лавы типа Ib как субщелочную базальт-андезитобазальт-андезитоцитовую серию с резким преобладанием андезитобазальтов и андезитов. На диаграмме K<sub>2</sub>O—SiO<sub>2</sub> точки составов эффузивов типа Ib лежат в поле нормальнокалиевых известково-щелочных серий и по соотношению этих параметров близки к лавам типа Ia (см. рис. 11). Аналогия подчеркивается также постоянством вариаций содержаний K<sub>2</sub>O с увеличением кремнекислотности, а также плавным увеличением калиевости пород при дифференциации, однако несопоставимым с изменением калиевости в дифференцированных сериях зрелых островных дуг и активных континентальных окраин.

Петрохимическая принадлежность пород этого типа хорошо видна на диаграммах *AFM* и *A*. Миясиро (см. рис. 12, 13). На графике SiO<sub>2</sub> —  $t\text{FeO}/\text{MgO}$  (см. рис. 12) лавы типа Ib формируют единый тренд, расположенный в поле умеренных известково-щелочных серий. Отчетливо виден сокращенный характер дифференциации, подтвержденный также отсутствием резких вариаций в содержаниях литофильных элементов — K, P, Zr, Li, Rb, Cs и др. (табл. 28). Такой же характер дифференциации свойствен андезитобазальт-андезитовым известково-щелочным сериям интраокеанических островных дуг, например позднейокеанским вулканитам о-ва Сариган в Марианской дуге (тренд 8

на рис. 12). Известково-щелочная тенденция в случае лав типа 16 подчеркивается и зависимостью концентраций  $TiO_2$  от железомagneвиевого отношения (см. рис. 12). Эти параметры проявляют отрицательную корреляцию, характерную для известково-щелочных вулканитов, в отличие от положительной, типичной для островодужных толентовых серий.

На диаграмме *AFM* (рис. 13) составы эффузивов типа 16 располагаются в поле известково-щелочных пород и образуют тренд со слабым отрицательным наклоном, присущий известково-щелочным вулканическим сериям. На этой диаграмме хорошо видна близость лав данного типа к существенно андезитовым ассоциациям центральной части Алеутской островной дуги. Результаты анализа петрохимических диаграмм подтверждаются при использовании статистических методов. Применение нелинейного дискриминатора однозначно устанавливает принадлежность лав типа 16 к известково-щелочным сериям (см. рис. 14). Значения натурального логарифма плотности вероятности для выборки анализов слабо дифференцированной серии превышают  $-600$ , что свойственно островодужным известково-щелочным сериям, в частности плиоцен-четвертичным вулканитам Алеутской островной дуги [37].

Таким образом, петрохимическая характеристика пород типа 16 устанавливает их принадлежность к нормальнокалиевым известково-щелочным островодужным сериям с сокращенным характером дифференциации и преобладанием эффузивов среднего состава. Геохимия этих вулканитов свидетельствует в пользу этого вывода.

Тугоплавкие элементы  $Sr$ ,  $Ni$  и  $Co$  по своему содержанию в лавах типа 16 аналогичны таковым в андезито-базальтах и андезитах развитых островных дуг. В то же время концентрации тугоплавких элементов обнаруживают определенные вариации. В случае  $Sr$  и  $Ni$  эти вариации объясняются различной степенью фракционирования темноцветных минералов, а в случае  $V$  — титаномагнетита. Лавам типа 16 свойственны пониженные значения отношения  $Sc/Co$  присущие эффузивам развитых и зрелых островных дуг. Отношения  $Sc/Ni$ ,  $Zn/Cu$  и  $Sr/V$  в лавах типа 16 также типичны для андезитов островных дуг, развитых на субокеанической и переходной коре. Халькофильные элементы ( $Zn$ ,  $Cu$ ) присутствуют в концентрациях, сопоставимых с таковыми в островодужных андезитах.

Крупноионные литофильные элементы в лавах типа 16, как и в известково-щелочных вулканитах непрерывно дифференцированной известково-щелочной серии, характеризуются некоторым обогащением  $Sr$  и редкими щелочами по сравнению с андезито-базальтами и андезитами интраокеанических островных дуг (см. табл. 28, рис. 15). Данным вулканитам свойственны пониженные концентрации  $Ba$  (190—380 г/т) по сравнению с андезитами типа 1а. Концентрации  $Sr$  относительно устойчивы (420—600 г/т), за исключением области кремнекислотности 56—58 мас.%, где они возрастают до 700—850 г/т. Для андезитов слабо дифференцированной серии характерны пониженные отношения  $Ba/Sr$  (0,4—0,8), а также умеренное накопление редких щелочей при дифференциации. Лавы типа 16 обнаруживают преимущественное накопление  $Rb$  относительно  $K$  в процессе кристаллиза-

**Таблица 27. Состав эффузивов известково-щелочной серии вулканогенного комплекса юга Корякского нагорья**

Номер образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
85/85	49,06	1,29	18,20	1,88	6,68	0,14
140/83	51,97	1,25	18,54	3,53	5,18	0,16
21/85	52,01	1,40	17,64	4,68	4,47	0,18
130/85	52,98	1,05	16,73	3,88	4,18	0,16
86/85	53,26	1,19	18,69	2,61	5,16	0,13
139/83	53,49	1,15	18,78	3,38	4,92	0,14
173/83	53,51	1,35	17,33	3,56	4,88	0,14
69/83	54,53	1,19	16,94	9,09	—	0,13
109/83	54,72	1,15	19,43	7,88	—	0,13
115/83	54,72	1,22	19,40	7,52	—	0,13
19/85	55,36	1,69	19,01	7,45	—	0,10
71/83	55,43	1,25	17,27	2,49	5,12	0,12
78/85	55,45	1,06	18,45	8,18	—	0,12
81/85	56,68	0,97	19,04	1,93	3,45	0,12
136/85	56,73	0,95	17,70	8,83	—	0,14
127/85	56,99	0,97	18,22	7,82	—	0,14
158/85	57,38	0,91	17,68	3,08	3,83	0,16
69/83	57,86	0,72	20,25	3,30	2,61	0,08
114/83	57,93	1,22	18,00	4,86	3,10	0,11
67A/83	58,23	1,13	17,54	3,25	3,65	0,10
178/83	58,60	0,67	15,91	1,36	5,68	0,13
12/85	58,77	1,33	17,13	3,22	3,55	0,15
2/85	59,05	1,20	18,01	4,67	2,43	0,09
154/83	59,34	0,71	16,95	7,34	—	0,10
77/85	59,56	1,07	17,97	1,30	4,82	0,09
125/83	60,18	0,86	17,93	2,17	4,15	0,09
187/83	60,50	0,71	16,73	2,28	4,01	0,10
182/83	60,83	0,72	15,86	1,72	4,98	0,10
24/85	60,97	1,33	16,71	2,96	3,58	0,11
10/85	62,70	1,40	15,92	1,93	3,96	0,11
14/85	63,68	1,22	16,22	6,63	—	0,08
13/85	64,35	1,13	15,93	2,14	3,10	0,11
135/85	65,19	0,63	17,04	2,88	1,84	0,10

Примечание. Базальты 85/85 — устье р. Майныльвыгоргын; 140/83 — гора Двуглавая, среднее течение р. Малый Ольховаям; 21/85 — левобережье р. Апукаям. Андезитобазальты: 130/85 — слияние р. Майныльвыгоргын и руч. Малый Гитканяу; 86/85 — устье р. Майныльвыгоргын; 139/83 — гора Двуглавая, среднее течение р. Малый Ольховаям; 173/83 — гора Качкиной; 69/83 — правобережье р. Апука, высота 411,2 м; 109/83, 115/83 — левобережье р. Малый Ольховаям, юго-западный склон, высота 551,0 м; 19/85 — нижнее течение р. Млетываям; 71/83 — правобережье р. Апука, высота 411,2 м; 78/85, 81/85 — бассейн руч. Тыкельнын; Андезиты: 136/85, 127/85,

ции, что отличает их от известково-щелочных серий активных континентальных окраин, которым присущи обратные соотношения этих элементов [83, 111]. Ва накапливается быстрее, чем Sr, что также свойственно андезитам островных дуг.

Однако, как уже говорилось выше, поведение Sr при наличии ликвидусного кальциевого плагиоклаза должно рассматриваться как поведение когерентного элемента, что затрудняет анализ любых эле-

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	tFeO/MgO
8,32	9,85	3,83	0,54	0,21	1,00
6,37	8,96	3,53	0,32	0,18	1,04
5,64	9,54	2,56	0,66	0,22	1,54
7,71	8,66	3,64	0,80	0,21	0,99
4,92	8,94	3,96	0,93	0,21	1,53
6,32	8,17	3,04	0,43	0,18	1,26
5,58	8,38	3,99	0,96	0,32	1,15
5,55	7,95	3,77	0,61	0,24	1,47
3,46	8,18	4,30	0,57	0,20	2,05
3,45	7,65	5,03	0,66	0,22	1,96
3,37	8,97	3,46	0,43	0,17	2,00
5,36	8,32	3,40	1,00	0,24	1,37
4,43	7,82	3,33	0,98	0,18	1,66
4,28	8,79	3,47	1,09	0,18	1,21
3,84	7,38	3,43	0,84	0,16	2,07
4,04	7,34	3,58	0,75	0,15	1,74
4,23	7,91	3,77	0,87	0,18	1,56
2,76	7,98	3,55	0,73	0,15	2,02
2,79	6,38	4,06	1,27	0,28	2,68
3,89	7,03	3,74	1,22	0,22	1,69
6,19	7,02	3,33	0,97	0,14	1,12
3,24	6,95	3,74	1,63	0,29	1,99
2,73	6,09	4,23	1,22	0,28	2,43
3,17	7,03	4,24	0,98	0,14	2,08
3,15	6,27	3,81	1,76	0,20	1,90
3,55	5,94	3,94	1,01	0,18	1,72
4,34	6,74	3,51	0,92	0,16	1,51
5,12	6,33	3,15	1,05	0,14	1,28
2,25	5,41	4,26	2,12	0,30	2,77
2,26	5,08	3,79	2,53	0,31	2,52
1,87	3,58	3,97	2,54	0,21	3,19
2,05	4,28	4,31	2,32	0,28	2,45
1,76	4,80	4,28	1,28	0,20	2,52

158/85 — правобережье р. Майнълвыгоргы, южный отрог, высота 582,4 м; 69/83, 67А/83 — правобережье р. Алука, высота 411,2 м; 178/83 — верховья р. Сенайваам, высота 964,0 м; 12/85, 2/85 — нижнее течение р. Млетываам; 154/83 — левобережье р. Сенайваам в ее среднем течении, высота 653,0 м; 114/83 — левобережье р. Малый Ольховаам; 77/85 — бассейн руч. Тыкельныи; 125/83 — левобережье р. Малый Ольховаам; 187/83, 182/83 — верховья р. Аптанаваам; 24/85 — низовья р. Нанкичнатваам; 10/85 — низовья р. Млетываам. Дациты: 14/85, 13/85 — левобережье р. Апукваам; 135/85 — истоки руч. Гиленвээм, бассейн р. Майнълвыгоргы.

ментных соотношений, включающих Sr. В случае серии Iб такие реконструкции в общем возможны, так как на диаграмме Sr — Zr (см. рис. 16) лавы этого типа образуют короткий субгоризонтальный тренд, показывающий, что процессы аккумуляции кальциевого плагиоклаза не достигли степени их развития в лавах типа Iб. Это доказывается и простыми петрографическими соотношениями (см. гл. III). Как было показано выше, характер распределения тугоплавких эле-

Таблица 28. Содержание редких элементов в эффузивах известково-щелочной серии вулканогенного комплекса юга Корякского нагорья

Элемент	67/83	97/83	140/83	109/83	107/83	137/83
Cr	78	30	—	17	—	24
Ni	75	75	—	42	—	27
Co	—	26,8	—	32,9	—	20,6
V	140	160	—	—	—	—
Ba	410	250	250	334	600	356
Sr	800	520	460	982	930	688
Rb	13	15	—	5	—	11
Li	13	10	—	—	—	—
Cs	3,2	2,2	—	0,10	—	0,41
Zr	110	140	100	130	120	120
Y	17	22	—	—	—	—
Cu	—	—	—	—	—	—
Zn	—	—	—	—	—	—
Sc	—	22,9	—	25,7	—	18,4

Элемент	130/85	81/85	158/85	12/85	77/85	24/85
Cr	—	—	—	—	—	—
Ni	155	8	37	23	13	27
Co	—	—	—	—	—	—
V	—	—	—	—	—	—
Ba	—	—	—	—	—	—
Sr	497	474	477	504	404	408
Rb	9	18	16	25	43	58
Li	—	—	—	—	—	—
Cs	—	—	—	—	—	—
Zr	109	137	96	207	184	286
Y	26	24	26	37	28	44
Cu	73	17	62	46	11	26
Zn	70	66	62	83	81	73
Sc	—	—	—	—	—	—

Примечание. Описание образцов см. в табл. 27.

ментов также свидетельствует о преобладающем фракционировании феррических минеральных фаз.

Андезиты типа I6 характеризуются пониженными отношениями K/Rb, в то время как отношения Rb/Sr аналогичны таковым в средних породах дифференцированной серии. Отношения Ba/Sr в андезитах близки к значениям, типичным для океанической коры (см. рис. 15), что может отражать определенное участие деплетированного океанического субстрата в петрогенезисе. Умеренные содержания щелочно-земельных металлов и пониженные — редких щелочей сближают андезиты типа I6 с эффузивами интраокеанических островных дуг, развитых на субокеанической коре, например с плиоцен-четвертичными вулканитами центральной части Алеутской островной дуги.

Для лав слабо дифференцированной серии характерны значительные вариации концентраций Th и U при практически постоянном отношении этих радиоактивных элементов (Th/U = 2). На диаграмме Th — U (см. рис. 17) точки составов вулканитов типа I6 попадают в

139/83	145/83	173/83	182/83	183/83	187/83	21/85
—	134	38	258	—	—	—
—	133	75	176	—	—	82
—	38,2	—	25,3	—	—	—
—	—	190	—	—	—	—
230	203	280	409	260	350	—
540	520	910	537	520	420	536
—	8	6,9	21	—	—	10
—	—	5,9	—	—	—	—
—	0,09	1,4	1,16	—	—	—
110	110	120	130	110	120	143
—	—	18	—	—	—	36
—	—	—	—	—	—	50
—	—	—	—	—	—	72
—	31,2	—	23,1	—	—	—

поля эффузивов дуги Кермадек (верхняя часть поля 1) и андезитов Юго-Восточной Камчатки (Малко-Петропавловская зона поперечных разломов). Накопление Th и U связано с нормальной кристаллизационной дифференциацией орогенных магм, при которой абсолютные содержания радиоактивных элементов растут, а их отношение остается практически постоянным [111]. Отношение Th/U в лавах типа 1б систематически ниже, чем среднее значение Th/U для Земли — 4,2, а также для архейских коматитов барбертонского типа, представляющих примитивную мантию, — 4,3 [76] — и тем более для кайнозойских вулканитов активных континентальных окраин — среднее Th/U = 6 [83].

В то же время примитивные лавы энсиматических островных дуг отличаются более низким отношением Th/U = 0,72 [83], что подтверждает участие в образовании этих пород деплетированного по некогерентным элементам мантийного источника. Th, обладающий большим сродством к расплаву, будет первым и в большей степени, чем уран, уходить в жидкую фазу, уменьшая тем самым отношение Th/U в рестите. Лавы активных континентальных окраин генерировались из обогащенного по сравнению с примитивной мантией источника с повышенным отношением Th/U. Это полностью подтверждается данными по геохимии некогерентных элементов и изотопов Sr, Nd, Pb и O в эффузивах активных континентальных окраин [99, 107, 125].

Высокозарядные литофильные элементы характеризуются сокращенным типом дифференциации, что фиксируется отсутствием резких вариаций высокозарядных литофильных элементов P, Zr, Y, Hf, Ta (см. табл. 28) в эффузивах типа 1б. Данным андезитам свойственны пониженные по сравнению с вулканитами типа 1а содержания Zr (100—140 г/т). Отношение Ba/Zr довольно высокое (3—4). На диаграмме Ba—Zr (см. рис. 20) эти лавы тяготеют к полю известково-щелочных пород Алеутской дуги по аналогии с лавами типа 1а. Сходство известково-щелочных вулканитов непрерывно и слабо диффе-

ренцированных серий подчеркивается совместным распределением Y и Sr (см. рис. 19), а также поведением (плавным снижением концентраций) Y при дифференциации.

На близость химизма магмагенерирующих источников указывают и другие информативные элементные отношения (Ti/Zr, Zr/Y, Th/Hf, Ba/Nb). Определенные различия в отношениях высокозарядных литофилов (ВЗЛ), а также высокозарядных литофилов с крупноионными (КИЛ) связаны с различием в процессах фракционирования исходных расплавов в промежуточных магматических очагах. Соотношение Rb и Y в лавах типа Iб, а именно резкое накопление Rb при практически постоянном содержании Y, также сближает их с известково-щелочными лавами базальт-андезит-дацит-риолитовой серии (см. рис. 18).

На диаграмме Hf — Th (см. рис. 21, а) составы лав типа Iб тяготеют к островодужным вулканитам Японии, что подтверждается при анализе элементных соотношений La — Ta (см. рис. 21, б) и Th — Ta (см. рис. 21, в). Эти элементные отношения характеризуют состав магмагенерирующего источника, так как образованы элементами с близкими и малыми коэффициентами распределения. Видно, что по отношениям Hf, Ta и Th источники лав типов Ia и Iб практически не различаются. Этот вывод подтверждается и при анализе диаграммы Th — Hf — Ta (см. рис. 22). Почти все точки составов лав типа Iб лежат в поле островодужных известково-щелочных серий, практически совпадая с точками составов вулканитов непрерывно дифференцированной серии. Один состав попадает в поле толеитов COX и характеризуется высоким отношением Hf/Ta  $> 7$ , свойственным истощенной океанической мантии [189]. Ближайшим аналогом лав типа Iб на диаграмме Th — Hf — Ta оказываются низконатриевые известково-щелочные эффузивы Японии (см. рис. 22).

Редкоземельные элементы умеренно обогащают лавы типа Iб легкими спектрами (см. рис. 23) с довольно низкими абсолютными концентрациями лантаноидов (табл. 29). На диаграмме Ba — La точки составов вулканитов слабо дифференцированной серии попадают в поле нормальнокалиевых орогенных андезитов (см. рис. 15). Тип распределения, свойственный этим лавам, характерен для известково-щелочных андезитов интраокеанических островных дуг (см. рис. 23).

Эффузивам типа Iб присуще отсутствие накопления РЗЭ при дифференциации, что, как и в случае лав типа Ia, четко отличает их от известково-щелочных пород активных континентальных окраин. На диаграммах La — Sm и La — Yb точки составов вулканитов слабо дифференцированной серии лежат в поле примитивных андезитов алеутского типа (первично обогащенных), что свидетельствует об их связи с первично обогащенным мантийным источником гавайского типа (см. рис. 24). Некоторые особенности распределения РЗЭ в лавах типа Iб связаны с фракционированием исходных магм в промежуточных очагах при низком давлении.

Сравнительный петрогеохимический анализ выявляет четкое отличие андезитов слабо дифференцированной известково-щелочной серии от эффузивов зрелых островных дуг и активных континентальных окраин и в то же время подчеркивает их сходство с вулканитами остров-

Таблица 29. Содержание РЗЭ, Hf, Ta, U и Th в эффузивах известково-щелочной серии вулканогенного комплекса юга Корякского нагорья

Элемент	67/83	173/83	109/83	97/83	137/83	145/83	182/83	85A/85
La	11	10	8,2	10,6	9,4	7,9	8,9	9,3
Ce	29	22	20	24	20	19	19	27
Nd	17	12	12,3	14,5	13,0	12,7	11,3	17
Sm	4,0	4,1	3,50	4,01	3,49	3,79	3,15	2,8
Eu	1,2	1,5	1,31	1,28	1,33	1,37	0,96	1,3
Gd	5,0	5,0	3,6	4,2	3,7	4,3	3,6	4,1
Tb	—	—	0,62	0,71	0,59	0,73	0,60	—
Er	1,9	2,2	—	—	—	—	—	1,8
Tm	—	—	0,292	0,353	0,310	0,395	0,312	—
Yb	2,2	2,4	1,74	2,09	1,83	2,41	1,91	2,3
Lu	—	—	0,265	0,303	0,275	0,355	0,279	—
(La/Sm) <sub>N</sub>	1,73	1,54	1,48	1,66	1,70	1,31	1,78	2,09
(La/Yb) <sub>N</sub>	3,73	2,81	3,18	3,42	3,47	2,21	3,15	2,73
Hf	—	—	2,3	3,1	2,9	2,7	2,9	—
Ta	—	—	0,182	0,260	0,264	0,317	0,217	—
U	—	—	0,34	0,40	0,45	0,26	0,63	—
Th	—	—	0,67	0,73	0,75	0,37	1,31	—

Примечание: Описание образцов см. в табл. 27.

ных дуг, развитых на субокеанической коре. Ближайшими аналогами лав типа Ib оказываются известково-щелочные вулканиты Алеутской (о-в Адак, серия Моффетт), Марианской (о-в Сариган) и Кермадекской (о-в Куртис) островных дуг. Таким образом, как и в случае лав типа Ia, устанавливается резкое отличие вулканитов слабо дифференцированной серии от вулканических серий островодужных структур, развитых на субконтинентальной коре, и выявляется их близость к породам дуг, расположенных в пределах несколько утолщенной по сравнению с типичной океанической мафической коры.

### Лавы типа II

Лавы петрогеохимического типа II в пределах юга Корякского нагорья характеризуются существенно андезитовым уровнем содержания SiO<sub>2</sub>, повышенными концентрациями TiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и пониженными MgO (табл. 30). Содержания K<sub>2</sub>O малоизменчивы — около 1%. Суммарная щелочность несколько варьирует за счет изменений концентраций Na<sub>2</sub>O. На диаграмме суммарная щелочность — кремнезем точки составов эффузивов типа II располагаются в поле нормальных по щелочности вулканитов с преобладанием андезитов, что подтверждается при рассмотрении частоты встречаемости пород различной основности в рамках данной вулканической серии.

Сходное поведение в координатах SiO<sub>2</sub> — (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) обнаруживают позднекайнозойские лавы островов Атту, Агатту в Алеутской дуге, т.е. того звена этой структуры, которое подстилается корой субокеанического типа. Последние обнаруживают более высокий уровень концентраций Na<sub>2</sub>O за счет альбитизации первичного лабрадор-битовникового плагиоклаза [110]. Железо в лавах типа II накапливается на начальном этапе дифференциации, и далее его содержание снижается при переходе к наиболее кремнекислым членам этой серии, следуя

Таблица 30. Состав эффузивов толеитовой серии вулканогенно-обломочного комплекса юга Корякского нагорья

Номер образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
14/83	50,38	1,49	18,61	9,14	—
15/85	51,15	1,43	17,43	5,07	5,09
133/83	53,08	1,25	19,65	3,20	5,76
49/85	53,74	1,40	16,90	6,98	3,92
124/83	54,51	1,15	19,45	4,50	2,91
135/83	54,91	1,45	18,04	5,96	3,14
134/83	55,57	1,46	19,17	3,13	4,88
120/83	55,70	1,73	17,83	4,76	4,53
136/83	55,96	1,44	17,19	4,51	5,75
98/83	56,26	0,94	18,38	3,20	4,56
102/83	56,90	1,27	17,15	8,66	—
127/83	56,93	1,24	18,68	2,98	4,78
143/83	57,08	1,25	16,48	4,64	5,24
100/83	57,11	1,38	18,52	2,80	4,97
101/83	57,46	1,19	17,71	8,39	—
99/83	57,79	1,40	17,74	3,31	4,53
141/83	57,82	1,37	17,58	3,79	4,82
132/83	58,53	1,73	17,25	5,35	3,56
123/83	59,08	1,15	17,46	2,07	4,93
103/83	59,11	1,30	17,08	4,03	4,01
122/83	59,46	1,05	17,26	2,41	4,50
131/83	59,66	1,64	17,34	3,16	4,03
128/83	60,42	1,91	17,60	2,54	4,19
8/85	62,45	1,45	16,20	2,05	4,39
142/83	62,81	1,32	17,15	2,90	3,32
129/83	62,91	1,97	18,16	2,92	2,44

Примечание. Базальты: 14/83 — р. Васаям; 15/85 — левобережье р. Апукаям. Андезитобазальты: 133/83, 134/83, 135/83, 136/83 — гора Двуглавая, р. Малый Ольховаям; 124/83, 120/83 — левобережье р. Малый Ольховаям, высота 551,0 м; 98/83, 102/83 — низовья р. Малый Ольховаям; 127/83 — левобережье р. Малый Ольховаям, высота 551,0 м. Андезиты: 143/83, 141/83 — левые

толеитовому тренду. Калий-натровое отношение составляет в среднем 0,25—0,30. Концентрации большинства петрогенных и редких элементов и, что особенно важно, поведение Fe в процессе дифференциации позволяют отнести данную ассоциацию пород к типичным островодужным толеитовым сериям [124]. Этот вывод полностью подтверждается при анализе наиболее употребимых петрохимических диаграмм.

На диаграмме SiO<sub>2</sub> — tFeO/MgO фигуративные точки составов эффузивов типа II лежат в поле толеитовых серий, формируя зависимость, аналогичную типичным толеитовым трендам дифференциации (см. рис. 12). Практически полное совпадение наблюдается с трендом эволюции четвертичной толеитовой серии о-ва Лэйт в дуге Тонга, характеризующейся также существенно андезитовым уровнем кремнекислотности — 52—60 мас.% [103]. Сходные тренды на диаграммах Миясиро проявляют серии островов Рауль (дуга Кермадек), Кыска и Умнак (Алеутская дуга). Последним, однако, свойственна большая дифференцированность.

Соотношение TiO<sub>2</sub> — tFeO/MgO (см. рис. 12) также выявляет толеитовый характер вулканитов типа II с высоким уровнем содержания

	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	tFeO/MgO
	0,15	5,92	9,26	4,13	0,61	0,31	1,51
	0,19	4,68	9,63	4,35	0,73	0,25	2,06
	0,11	2,95	7,98	4,93	0,79	0,30	2,93
	0,21	3,28	8,08	4,05	1,13	0,31	3,11
	0,12	3,38	8,41	4,19	1,14	0,24	2,06
	0,09	3,29	6,37	5,36	1,02	0,37	2,59
	0,11	2,69	7,58	4,18	1,01	0,22	2,86
	0,14	2,86	6,54	4,54	1,09	0,28	3,08
	0,07	2,62	5,99	4,92	1,11	0,44	3,74
	0,11	4,00	7,23	4,08	1,00	0,23	1,86
	0,13	3,22	6,59	4,86	0,97	0,25	2,42
	0,13	2,91	6,55	4,68	0,86	0,26	2,56
	0,12	3,07	6,21	4,46	1,13	0,32	3,07
	0,11	2,74	6,85	4,46	0,82	0,24	2,73
	0,12	3,15	6,80	4,95	0,70	0,23	2,40
	0,11	2,77	6,44	4,47	1,18	0,26	2,71
	0,13	3,30	5,93	4,70	1,15	0,32	2,49
	0,14	1,72	4,74	5,14	1,34	0,50	4,87
	0,11	3,20	6,43	4,45	0,87	0,25	2,12
	0,12	2,95	5,40	4,68	1,03	0,28	2,59
	0,11	2,96	6,89	4,30	0,84	0,22	2,25
	0,07	2,06	4,99	5,17	1,34	0,54	3,34
	0,10	1,52	5,23	4,49	1,56	0,44	4,26
	0,08	1,91	4,95	3,79	2,47	0,26	3,26
	0,10	1,19	4,35	4,81	1,71	0,34	4,98
	0,07	1,13	3,99	4,18	2,05	0,18	4,48

притоки р. Малый Ольховая; 100/83, 101/83, 99/83 — низовья р. Малый Ольховая; 132/83, 128/83, 131/83 — гора Двуглавая, р. Малый Ольховая; 123/83, 122/83 — левобережье р. Малый Ольховая; 103/83 — низовья р. Малый Ольховая; 8/85 — низовья р. Млетьавая; 142/83 — левые притоки р. Малый Ольховая; 129/83 — гора Двуглавая, р. Малый Ольховая.

TiO<sub>2</sub> и прямой корреляцией между концентрациями Ti и железо-магнелиевым отношением (в отличие от обратной в случае известково-щелочных серий). На диаграмме *AFM* лавы типа II формируют четко выраженный толеитовый тренд, характеризующийся накоплением Fe на начальных стадиях эволюции магматического расплава (см. рис. 13). Промежуточное положение тренда на графике *AFM* обусловлено повышенной щелочностью вулканитов этого типа, связанной с их общей повышенной кремнекислотностью (толеит-андезитовая серия). Близкие зависимости проявляют толеитовые серии дуг Тонга—Кермадек (острова Лэйт и Рауль) и Алеутской (о-в Кыска).

Применение статистических методов также выявляет толеитовую природу серии типа II. На диаграмме  $\ln P_{CA} - \ln P_{TH}$  составы эффузивов этой серии образуют обособленную группу, лежащую в поле толеитовых пород (см. рис. 14). Они характеризуются пониженными значениями натурального логарифма плотности вероятности толеитовой выборки ( $\ln P_{TH}$ ), что может считаться типичным для островодужных толеитов [37]. Толеитовый петрохимический профиль лав типа II подтверждается при рассмотрении геохимических особенностей этих пород.

Таблица 31. Содержание редких элементов в эффузивах толеитовой серии вулканогенно-обломочного комплекса юга Корякского нагорья

Элемент	98/83	99/83	102/83	103/83	100/83	120/83
Cr	21	—	—	44	—	25
Ni	52	—	—	32	—	50
Co	26,3	—	—	11	—	25,2
V	—	—	—	180	—	180
Ba	267	320	290	280	320	290
Sr	534	560	520	490	560	550
Rb	8	—	—	14	—	13
Li	—	—	—	10	—	9,7
Cs	0,21	—	—	0,66	—	1,4
Zr	140	160	180	157	160	170
Y	—	—	—	17	—	25
Nb	—	—	—	8	—	—
Cu	—	—	—	20	—	—
Zn	—	—	—	65	—	—
Sc	22,4	—	—	22,1	—	24,9

Примечание. Описание образцов см. в табл. 30.

Тугоплавкие элементы содержатся в лавах типа II (табл. 31) в количествах, сопоставимых в целом с таковыми в толеитовых сериях островных дуг [111]. Они характеризуются несколько пониженными концентрациями Cr и Ni, остающимися довольно постоянными в ряду андезитобазальт—кремнекислый андезит (за исключением аномально низкого содержания Ni в одном образце андезита). Концентрации V в лавах толеит-андезитовой серии практически аналогичны с известково-щелочными эффузивами юга Корякского нагорья. Однако и его поведение в обоих типах вулканических серий — понижение концентраций при дифференциации, связанное с фракционированием титаномагнетита. Содержания Co в андезитах довольно высоки и близки к содержаниям этого элемента в толеитовых лавах дуги Тонга—Кермадек [103, 104]. Повышенные концентрации Sc, отмеченные в лавах типа II (22—25 г/т), также характерны для четвертичных вулканитов Курильской гряды, проявляющих толеитовый петрохимический профиль [1, 53]. Такие соотношения тугоплавких элементов — обогащение Co и Sc при обеднении Cr и Ni относительно известково-щелочных серий — типичны для низкокальциевых островодужных толеитовых ассоциаций [83].

Крупноионные литофильные элементы в породах толеитовой серии распределяются так, что подчеркивается их сходство с вулканитами интраокеанических островных дуг и выявляется ряд различий между толеитовой и известково-щелочными сериями в пределах юга Корякского нагорья. Лавы типа II несколько обеднены Ba, Sr, Li и Cs по сравнению с известково-щелочными эффузивами при сопоставимых концентрациях Rb (см. табл. 31). В толеитовых андезитах Cs и Li практически не накапливаются с увеличением кремнекислотности в

124/83	128/83	129/83	134/83	127/83	141/83	142/83	8/85
35	—	80	20	—	52	18	—
68	—	50	68	—	44	35	22
—	—	—	—	—	10	—	—
150	—	120	180	—	129	92	—
390	430	440	250	340	370	450	—
910	440	430	580	610	649	420	299
19	—	24	10	—	44	18	57
10	—	12	10	—	—	13	—
1,2	—	3,2	1,9	—	—	1,5	—
150	210	270	130	170	148	230	357
19	—	22	23	—	—	27	57
—	—	—	—	—	23	—	—
—	—	—	—	—	110	—	17
—	—	—	—	—	75	—	75
—	—	—	—	—	—	—	—

отличие от Rb, проявляющего положительную корреляцию с кремнеземом в обоих типах серий.

Отношение K/Rb слабо увеличивается при дифференциации, но в целом остается невысоким, что также говорит о незначительной дифференцированности этих эффузивов. Барий-стронциевое отношение довольно низкое (0,43—1,07) по сравнению с лавами типа I. Отношение Rb/Sr устойчиво возрастает от 0,024 до 0,056 с ростом кремнекислотности, причем в основных породах толеит-андезитовой серии оно постоянно ниже, чем в известково-щелочных андезитобазальтах. Содержание Sr (см. табл. 31) в целом довольно устойчиво падает в процессе дифференциации (см. рис. 16), что также связано с аккумуляцией кальциевого плагиоклаза, постоянно присутствующего в ассоциации вкрапленников лав типа II (см. гл. III).

Горизонтальный отрезок на диаграмме Sr — Zr (см. рис. 16), характеризующий этот процесс для толеит-андезитовой серии, вдвое короче, чем в случае дифференцированных известково-щелочных серий юга Корякского нагорья и Алеутской островной дуги (острова Адак и Литл-Ситкин), содержащих кумулятивные породы базальтового и андезитобазальтового состава. Содержания Th и U в лавах типа II аналогичны с таковыми эффузивов типа I. Составы лав толеит-андезитовой серии располагаются в верхней части поля лав Тонга-Кермадекской дуги (см. рис. 17) и обнаруживают сходные с известково-щелочными вулканитами отношения  $Th/U = 2$ . В целом абсолютные содержания и поведение крупноионных литофильных элементов в лавах типа II характерны для слабо дифференцированных существенно андезитовых серий островодужных структур, расположенных в пределах субокеанической литосферы.

Таблица 32. Содержание РЗЭ, Hf, Ta, U и Th в эффузивах толеитовой серии вулканогенно-обломочного комплекса юга Корякского нагорья

Элемент	98/83	124/83	103/83	129/83	120/83	134/83	142/83
La	8,8	11	11,9	10	11,0	8,0	12
Ce	22	39	29	32	25	22	35
Nd	13,6	25	16,7	18	16,6	12	18
Sm	3,73	4,5	4,79	4,0	4,61	3,8	5,0
Eu	1,19	1,5	1,52	1,2	1,58	1,9	1,9
Gd	4,1	6,1	5,4	5,6	5,1	6,2	6,9
Tb	0,73	—	0,94	—	0,90	—	—
Er	—	2,4	—	2,2	—	2,0	2,2
Tm	0,348	—	0,459	—	0,425	—	—
Yb	2,06	2,4	2,72	2,5	2,44	2,8	2,9
Lu	0,299	—	0,390	—	0,345	—	—
(La/Sm) <sub>N</sub>	1,49	1,54	1,56	1,57	1,50	1,33	1,51
(La/Yb) <sub>N</sub>	2,88	3,09	2,95	2,70	3,04	1,93	2,79
Hf	3,1	—	4,3	—	3,7	—	—
Ta	0,261	—	0,373	—	0,413	—	—
U	0,40	—	0,56	—	0,44	—	—
Th	0,75	—	1,04	—	0,78	—	—

Примечание. Описание образцов см. в табл. 30.

Высокозарядные литофильные элементы в пределах юга Корякского нагорья обнаруживают наибольшие различия между толеитовыми и известково-щелочными вулканитами. Лавы типа II обогащены Ti, и в меньшей степени Zr (табл. 32). В них проявлено также резкое накопление Zr при дифференциации, сопровождаемое ростом Y, в то время как известково-щелочные серии обнаруживают более пологий тренд в координатах SiO<sub>2</sub> — Zr и отрицательную корреляцию Y с кремнеземом.

На диаграмме Sr — Y точки составов эффузивов толеитовой серии располагаются в поле островодужных пород и вдоль тренда толеитовых серий. Судя по соотношению Sr и Y, исходные расплавы для островодужных толеитовых серий образуются в процессе частичного плавления модельного мантийного субстрата ( $Ol_{0,6} PП_{0,2} МП_{0,1} Pl_{0,1}$ ), близкого по составу к плагиоклазовому лерцолиту при степени плавления около 30% [159]. Их источник не истощен в отношении высокозарядных литофильных элементов (V). В то же время лавы типа I, производные высокомагнезиальных андезитовых расплавов, образовались при плавлении на 30% деплетированного источника, т.е. того же состава, испытавшего истощение (на 5-10%) в отношении Y. Содержания Sr в исходных магмах обоих типов одинаковы (см. рис. 19) и превышают 1000 г/т, удовлетворяя критерию Сато-Банно, определяющему применимость магматических расплавов.

Различия в составе исходных расплавов и в путях дифференциации для лав типов I и II хорошо видны на диаграмме Rb—Y (см. рис. 18). В то время как известково-щелочным эффузивам свойствен "бонинитовый" тип дифференциации (первичные магмы — высокомагнезиальные андезиты), вулканиты толеитовой серии следуют тренду с плагиоклазовым контролем (первичные магмы — высокоглиноземистые андезитобазальты). Разница в химизме исходных распла-

вов отражает, вероятнее всего, некоторые различия в составе источника, точнее, в степени его деплетированности высоkozарядными литофилами. Исходный субстрат в случае толеитовых серий — неистощенный лерцолит, а для известково-щелочных — тот же лерцолит, но претерпевший незначительное истощение. Перед плавлением субстрат, содержащий участки неистощенного и истощенного лерцолита, испытал воздействие обогащенного крупноионными литофилами флюида.

Таким образом, по целому ряду геохимических характеристик источник толеитовых расплавов аналогичен источнику известково-щелочных серий юга Корякского нагорья. Соотношение других высоkozарядных элементов — Ta и Hf с крупноионным Th (см. рис. 21) — подтверждает наше предположение. На диаграмме Th—Hf (см. рис. 21, а) толеитовые андезиты тяготеют к полю составов обогащенных базальтов Исландии и, как и вулканы типа I, характеризуются повышенными концентрациями Hf. Соотношение La—Ta также подчеркивает геохимическую близость пород типов I и II (см. рис. 21, б), характеризующихся отношением La/Ta=30, типичным для островодужных вулканических ассоциаций. Лавы толеит-андезитовой серии обнаруживают пониженные отношения Th/Ta (см. рис. 21, в), свойственные окраинно-морским базальтам западной части Филиппинского моря [27]. На диаграмме Th—Hf—Ta (см. рис. 22) составы вулкаников типа II располагаются в поле островодужных толеитов и близки по соотношению этих элементов к толеитам хребта Кюсю-Палау и фронтальной части Марианской дуги [189].

Таким образом, характер распределения Hf и Ta поддерживает гипотезу о селективном истощении в отношении высоkozарядных литофилов единого для двух типов серий источника при генерации толеитовых магм. Наибольшее перераспределение испытали Hf и Ta, затем Zr и Y, наконец, менее всего процесс истощения затронул петрогенные высоkozарядные литофильные элементы — Ti и R. Данная закономерность легко объясняется с точки зрения относительной распространенности этих элементов в вулканических породах и магнегенерирующем субстрате. Элементы, присутствующие в минимальных количествах, в большей степени чувствительны к процессам истощения—обогащения, чем петрогенные элементы.

Редкоземельные элементы толеитовых андезитов юга Корякского нагорья характеризуются слабо обогащенными легкими лантаноидами спектрами ( $La_N/Yb_N = 1,55 \div 2,57$ ) в отличие от практически параллельных оси абсцисс графиков для типичных толеитов основания островодужного разреза. От последних эффузивы типа II отличаются и несколько повышенными абсолютными концентрациями РЗЭ. Эти различия связаны с существенно андезитовым уровнем кремнекислотности лав типа II (т.е. с их дифференцированностью) в противоположность базальтовой природе толеитов с близким к хондритовому распределением РЗЭ.

Обращает на себя внимание сходство поведения РЗЭ в известково-щелочных и толеитовых вулканиках юга Корякского нагорья, выраженное в примерно одинаковой деплетированности тяжелыми ланта-

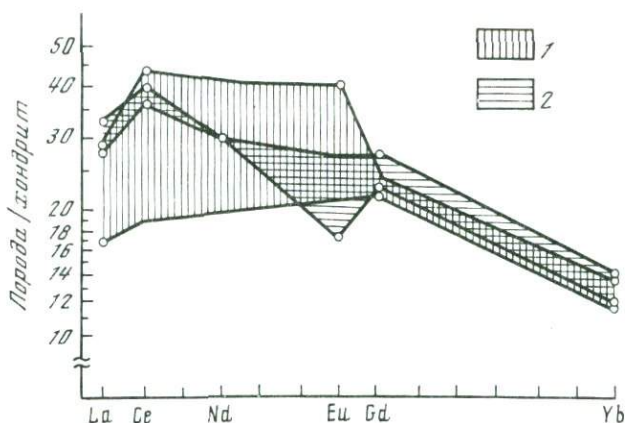


Рис. 25. Распределение РЗЭ в породах толентовой серии (тип II) юга Корякского нагорья

1 — андезитобазальты; 2 — андезиты

ноидами и некотором нарастании содержаний La и Ce при дифференциации. В случае толентовых андезитов хорошо выражена отрицательная европиевая аномалия (рис. 25), свидетельствующая о возрастании роли фракционирования плагиоклаза при формировании остаточных кремнекислых расплавов.

Для лав типа II также характерно постепенное увеличение отношений  $Ce_N/Yb_N$  (в большей степени) и  $La_N/Yb_N$  (в меньшей степени), прямо коррелирующее с ростом кремнекислотности, что отражает нормальный процесс дифференциации в островодужных толентовых сериях [123]. Сходный тип распределения и близкие абсолютные концентрации РЗЭ в эффузивах типов I и II подтверждают предположение об изначально едином источнике вулканитов юга Корякского нагорья, претерпевшем впоследствии частичное истощение и/или обогащение некогерентными элементами в условиях верхней мантии.

Суммируя вышеизложенные петрогеохимические характеристики, можно отметить, что толентовые андезитобазальты и андезиты юга Корякского нагорья обнаруживают значительное сходство с дифференцированными толентовыми сериями интраокеанических островных дуг и в то же время резко отличаются от эффузивов островодужных структур, развитых на континентальной коре. Ближайшими аналогами лав типа II являются толентовые андезитобазальт-андезитовые серии Тонга-Кермадекской и Алеутской островных дуг.

#### БАССЕЙН р. ВЫВЕНКА

В составе вулканогенно-обломочного комплекса бассейна р. Вывенка развиты породы дифференцированной базальт-андезитобазальт-андезитовой серии.

Базальты и андезитобазальты этой серии (табл. 33) характеризуются повышенными концентрациями  $Al_2O_3$  и CaO (соответственно

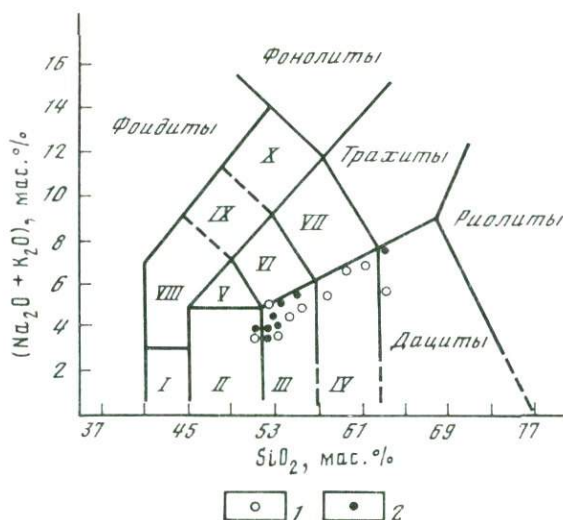


Рис. 26. Соотношение суммарной щелочности и кремнезема в лавах бассейна р. Вывенка  
 I—X — поля составов [135]: I — пикробазальтов, II — базальтов, III — андезитобазальтов, IV — андезитов, V — трахибазальтов, VI — трахиандезитобазальтов, VII — трахиандезитов, VIII — тефритов и базанитов, IX — фониотефритов, X — тефрифониолитов  
 1, 2 — лавы комплексов: 1 — вулканогенно-обломочного, 2 — вулканогенного

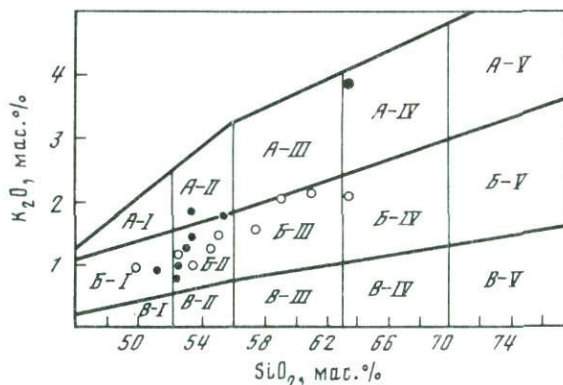


Рис. 27. Диаграмма  $K_2O-SiO_2$  [161] для вулканитов бассейна р. Вывенка  
 Условные обозначения полей см. на рис. 11, лав — на рис. 26

18,43—20,94 и 8,99—10,67 мас. %), закономерно понижающимися при переходе к породам среднего и кислого состава. Это объясняется широким развитием процессов аккумуляции кальциевого плагиоклаза, подтвержденным при петрографическом изучении данных пород.

Содержания  $TiO_2$  довольно устойчивы (табл. 33). Концентрации  $Na_2O$  (в меньшей степени) и  $K_2O$  (в большей степени) возрастают с ростом кремнекислотности, что отражает процесс нормальной кристаллизационной дифференциации, формировавший всю последователь-

Таблица 33. Состав эффузивов вулканогенно-обломочного комплекса бассейна р. Вывенка

Номер образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
80/86	50,25	0,79	19,84	3,41	6,08
75/86	52,81	0,93	20,82	4,29	4,45
55A/86	52,90	0,98	18,41	10,42	—
85/86	53,84	0,73	20,94	4,08	3,96
68/86	54,07	1,07	18,40	10,62	—
82/86	54,47	0,79	19,25	3,31	5,41
83/86	54,96	0,85	18,67	9,89	—
84/86	55,39	0,87	18,43	3,74	4,74
87/86	55,64	0,88	20,12	9,60	—
79/86	56,05	0,70	19,57	8,83	—
86/86	57,99	0,93	18,10	3,38	4,17
77/86	59,64	1,13	18,24	7,76	0,77
76/86	61,97	0,78	17,55	4,56	2,49
78A/86	63,12	0,53	16,83	2,76	3,10
81/86	63,60	0,90	17,28	6,45	—

Примечание. Базальт: 80/86 — истоки р. Мя Вамтуваям. Андезитобазальты: 75/86, 82/86, 83/86, 84/86, 55A/86, 68/86, 85/86, 87/86 — горы Хетапхаен, высота 830,0 м. Андезиты: 86/86 — истоки р. Мя Вамтуваям; 76/86, 77/86, 79/86 — перевал в долину р. Мя Вамтуваям. Дациты: 78A/86 — там же; 81/86 — горы Хетапхаен.

ность вулканических пород. Содержание MgO и отношение  $t\text{FeO}/\text{MgO}$  варьируют в широких пределах, что связано с различной степенью фракционированности эффузивов. Среди пород дифференцированной серии вулканогенно-обломочного комплекса бассейна р. Вывенка присутствуют сильножелезистые андезиты, резко отличающиеся по соотношению Fe и Mg от лав нормальной железистости. Ферроандезиты занимают также определенную геологическую позицию, образуя обособленную лавово-пирокластическую пачку (плаггиоклаз-пироксеновые лавы, лавобрекчии, туфобрекчии) в самых верхах вулканогенно-обломочного разреза бассейна р. Вывенка.

К сожалению, имеющийся материал не позволяет решить вопрос о существовании в этом комплексе самостоятельной высокожелезистой серии, тем более что по остальным параметрам ферроандезиты неотличимы от нормального известково-щелочного андезита (прежде всего по низкой титанистости, четко отличающей их от высокотитанистых исландитов) и в целом, за исключением железистости, не выпадают из ряда составов дифференцированной серии. Образование подобных пород могло произойти при интенсивном фракционировании магнезиального ортопироксена, что сохранило бы общую известково-щелочную тенденцию дифференциации исходного расплава.

На диаграмме суммарная щелочность — кремнезем точки составов эффузивов вулканогенно-обломочного комплекса располагаются в субщелочном поле (рис. 26). Среди них преобладают андезитобазальты, в то время как базальты и дациты встречены в единичном случае. Соотношение K<sub>2</sub>O и SiO<sub>2</sub> в этих вулканитах (рис. 27) позволяет классифицировать их как нормальнокалиевую известково-щелочную серию с резким преобладанием пород среднего состава.

	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	tFeO/MgO
	0,21	5,01	10,67	2,92	0,73	0,09	1,83
	0,18	1,78	9,34	4,25	0,97	0,18	4,67
	0,17	4,00	8,37	2,91	1,83	0,20	2,34
	0,19	2,76	9,47	3,06	0,83	0,14	2,77
	0,16	3,50	8,00	3,16	0,81	0,21	2,73
	0,16	3,20	8,99	3,34	0,93	0,15	2,62
	0,16	3,29	8,18	3,21	0,62	0,17	2,71
	0,15	4,19	7,36	3,67	1,24	0,22	1,94
	0,26	3,02	7,29	2,84	0,22	0,13	2,86
	0,18	3,00	8,27	2,70	0,57	0,13	2,65
	0,20	2,08	7,38	4,26	1,18	0,32	3,47
	0,16	0,26	5,06	4,72	1,96	0,30	29,82
	0,21	0,50	4,56	5,02	2,06	0,30	13,19
	0,11	2,56	4,99	4,25	1,63	0,12	2,18
	0,12	2,52	1,98	3,83	3,05	0,22	1,50

Однако поведение железа при дифференциации указывает на ее переходный характер.

На диаграмме  $\text{SiO}_2$ — $t\text{FeO}/\text{MgO}$  (рис. 28) базальты, андезитобазальты и андезиты данной серии образуют толеитовый тренд, практически идентичный зависимости между этими параметрами в толеитовой серии о-ва Рауль (дуга Кермадек). Однако кислые породы описываемой ассоциации вулканитов характеризуются низким отношением  $t\text{FeO}/\text{MgO} = 2,18$  и попадают в поле известково-щелочных пород. На диаграмме  $\text{TiO}_2$ — $t\text{FeO}/\text{MgO}$  лавы вулканогенно-обломочного комплекса бассейна р. Вывенка формируют субпараллельный оси абсцисс тренд (см. рис. 28), отличающийся от ярко выраженного тренда обогащения титаном с ростом железомagneйного отношения, свойственного толеит-андезитовой серии юга Корякского нагорья, и отличный от зависимостей с отрицательной корреляцией между содержаниями Ti и отношением  $t\text{FeO}/\text{MgO}$ , характерных для типичных известково-щелочных серий. Высокая глиноземистость и поведение целого ряда петрогенных окислов не позволяют однозначно классифицировать данную серию как толеитовую.

На диаграмме нелинейного дискриминатора  $\ln P_{\text{ТН}} - \ln P_{\text{СА}}$  (см. рис. 14) точки составов вулканитов бассейна р. Вывенка, располагаясь в поле известково-щелочных пород, находятся при этом вблизи разделительной линии. Таким образом, породы вулканогенно-обломочного комплекса бассейна р. Вывенка можно классифицировать как нормальнокалиевую существенно андезитовую серию переходного между известково-щелочным и толеитовым типа.

Распределение РЗЭ в андезитобазальтах переходной серии показано на рис. 29. Они характеризуются обогащенными легкими РЗЭ

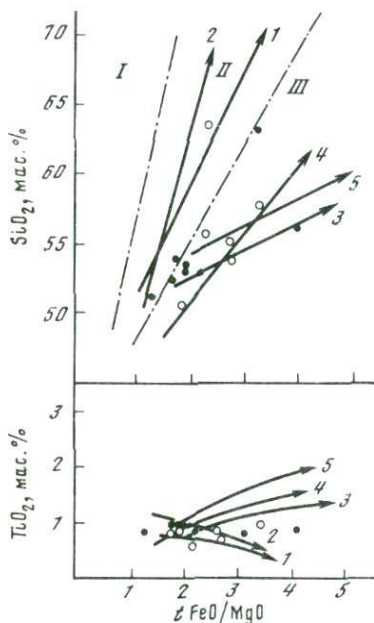


Рис. 28. Вариации химического состава эффузивов бассейна р. Вывенка  
Условные обозначения полей и трендов 1—5 см. на рис. 12, лав — на рис. 26

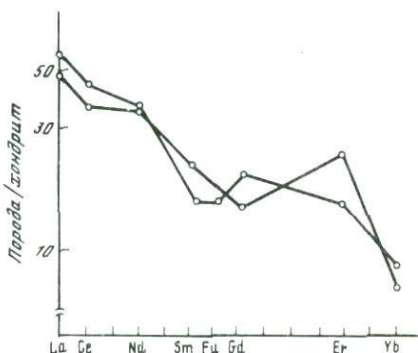


Рис. 29. Распределение РЗЭ в эффузивах бассейна р. Вывенка

спектрами ( $La_N/Yb_N = 6,75$ ) и повышенными по сравнению с андезитобазальтами юга Корякского нагорья абсолютными концентрациями лантаноидов (табл. 34). На диаграммах La—Sm и La—Yb (см. рис. 24) андезитобазальт переходной серии попадает в поле андезитов III (андийского) типа, т.е. связанного с источником, аналогичным по составу метасоматически преобразованной мантии центральноитальянского типа.

Ближайшими аналогами лав вулканогенно-обломочного комплекса бассейна р. Вывенка служат переходные серии Алеутской дуги (четвертичные вулканиты островов Семисопочный и Умнак), также характеризующиеся повышенными отношениями  $La_N/Sm_N$  и  $La_N/Yb_N$  [97].

Эффузивы вулканогенного комплекса образуют слабо дифференцированный ряд пород с резким преобладанием основных составов (табл. 35). Лавы этого типа, так же как и вулканиты переходной серии, характеризуются повышенными содержаниями  $Al_2O_3$  и  $CaO$  (однако не достигающими концентраций этих окислов в основных породах явно кумулятивного происхождения), а также  $K_2O$  (табл. 35). На диаграмме  $(Na_2O+K_2O)-SiO_2$  составы эффузивов вулканогенного комплекса группируются в поле субщелочных ассоциаций (см. рис. 26). По соотношению  $K_2O-SiO_2$  (см. рис. 27) большинство составов

Таблица 34. Содержание РЗЭ, в эффузивах бассейна р. Вывенка и подводного хребта Ширшова

Элемент	70/86	84/86	163	162	90
La	16	19	7,7	10	51
Ce	31	37	19	24	100
Nd	22	22	14	14	52
Sm	4,4	5,2	2,0	2,6	10
Eu	1,2	1,2	1,0	1,3	3,2
Gd	4,2	5,0	4,2	4,6	8,4
Er	5,4	3,4	1,1	0,92	3,2
Yb	1,6	1,9	1,2	1,4	1,4
(La/Sm) <sub>N</sub>	4,58	2,30	2,42	2,42	3,21
(La/Yb) <sub>N</sub>	6,75	6,75	4,33	4,82	24,59

Примечание. Обр. 70/86, 84/86 — бассейн р. Вывенка; 163—90 — подводный хребт Ширшова.

лав этой серии классифицируются как нормальнокалиевые, один андезитобазальт попадает на линию, разделяющую высококалиевые и нормальнокалиевые ассоциации, и по одному составу андезитобазальтов и дацитов принадлежат к высококалиевому типу. В целом повышенная калиевость эффузивов вулканогенного комплекса выражена достаточно отчетливо.

Соотношение кремнезема и железомagneйного отношения свидетельствует в пользу толеитовой природы лав андезитобазальтовой серии. Несмотря на то что начало тренда лежит в известково-щелочной области (см. рис. 28), общая тенденция типична для островодужных толеитовых ассоциаций. Переходный характер этих эффузивов подчеркивается соотношением в них титана и железомagneйного отношения, выраженным параллельным оси абсцисс трендом (см. рис. 28). По сути дела, наблюдается та же ситуация, что и в случае переходной серии вулканогенно-обломочного комплекса. Переходный характер андезитобазальтовой серии выявляется и при использовании нелинейного дискриминатора. На диаграмме  $\ln P_{\text{ТН}} - \ln P_{\text{СА}}$  (см. рис. 14) лавы этой серии попадают практически на разделительную линию. Таким образом, эффузивам вулканогенного и вулканогенно-обломочного комплексов бассейна р. Вывенка свойствен единственный петрохимический профиль.

Распределение РЗЭ в андезитобазальтах вулканогенного комплекса практически идентично таковому лав вулканогенно-обломочной ассоциации (см. рис. 29) и характеризуется обогащением лантаноидами цериевой группы ( $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 6,76$ ) и повышенными концентрациями редких земель (см. табл. 34). По соотношению La, Sm и Yb (см. рис. 24) состав андезитобазальта данной серии классифицируется как переходный между первично обогащенным (алеутским) и вторично обогащенным (андийским) типами. Распределение РЗЭ также подчеркивает петрогеохимическое сходство эффузивов вул-

Таблица 35. Состав эффузивов вулканогенного комплекса бассейна р. Вызенка

Номер образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
65/86	49,88	1,02	19,30	11,86	—
93/86	51,07	0,78	17,23	3,74	6,26
74/86	52,02	1,08	17,58	11,88	—
71/86	52,20	0,87	19,80	10,83	—
69/86	52,40	0,94	19,26	4,21	5,20
89/86	52,44	0,77	19,72	4,42	4,35
60/86	52,47	0,98	17,39	10,94	—
63/86	52,75	0,92	18,71	4,21	4,54
66/86	52,86	0,95	19,24	3,68	4,98
58/86	53,33	0,96	18,33	9,93	—
59/86	53,54	0,94	18,42	4,41	4,41
61/86	54,19	1,02	18,26	10,58	—
92/86	55,03	0,69	16,84	9,50	—
70/86	55,72	0,83	20,03	4,28	3,28
57/86	57,12	0,86	17,35	8,95	—
73/86	58,11	0,62	18,09	8,50	—
67/86	62,56	0,72	17,81	6,85	—
64/86	63,04	0,76	16,82	2,88	2,94

Примечание. Базальты: 93/86 — междуречье Ипихлятувам — Онтина, высота 562,0 м; 65/86 — гора Хетапхаен, высота 684,0 м; 69/86, 74/86, 71/86 — истоки р. Мя Вамтуваям, юго-восточный склон, высота 830,0 м; 89/86 — истоки р. Мя Вамтуваям, высота 844,0 м. Андезитобазальты: 60/86, 63/86, 66/86, 61/86 — гора Хетапхаен, высота 684,0 м; 59/86, 58/86 — гора Хетапхаен, высота

каногенно-обломочного и вулканогенного комплексов в бассейне р. Вызенка и близость их, в свою очередь, к позднекайнозойским переходным сериям центральной и восточной частей Алеутской островной дуги.

#### КАМЧАТСКИЙ ПЕРЕШЕЕК

В составе вулканогенно-обломочного комплекса Камчатского перешейка выделяются две обособленные по химизму группы вулканических пород, принадлежащие к двум различным петрохимическим типам.

Лавы первого типа образуют непрерывно дифференцированный ряд составов от базальтов до андезитов с преобладанием пород андезитобазальтового и андезитового состава. Они характеризуются повышенными концентрациями MgO и уменьшенными CaO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (табл. 36). Содержания щелочей типичны для известково-щелочных ассоциаций зон перехода океан—континент. В базальтах и андезитобазальтах этой серии отмечаются повышенные концентрации TiO<sub>2</sub> (1,17—1,42 мас. %). В андезитах наблюдаются пониженные содержания K<sub>2</sub>O, типичные для низкокальциевых серий примитивных океанических дуг [111].

На диаграмме SiO<sub>2</sub>—tFeO/MgO (рис. 30) точки составов лав базальт-андезитовой серии располагаются в поле известково-щелочных пород и формируют зависимость между концентрациями кремне-

	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	tFeO/MgO
	0,16	4,32	10,23	2,57	0,56	0,10	2,47
	0,21	7,14	9,52	2,96	0,92	0,17	1,35
	0,20	4,00	9,06	3,18	0,90	0,10	2,67
	0,18	3,54	9,20	2,89	0,40	0,09	2,75
	0,16	4,85	8,62	3,19	1,02	0,15	1,85
	0,19	3,79	10,36	3,05	0,76	0,15	2,20
	0,18	4,34	8,76	2,90	1,78	0,26	2,27
	0,15	4,17	9,87	3,08	1,32	0,28	2,00
	0,14	4,05	9,59	3,55	0,83	0,13	2,00
	0,15	3,72	8,44	2,86	1,95	0,33	2,40
	0,15	4,45	8,39	3,34	1,68	0,27	1,88
	0,19	3,11	7,12	3,08	2,08	0,37	3,06
	0,14	4,97	8,76	2,78	1,14	0,15	1,72
	0,14	1,78	8,37	3,83	1,58	0,16	4,01
	0,16	2,98	6,18	3,43	2,67	0,30	2,70
	0,13	2,72	7,08	3,46	1,18	0,11	2,81
	0,13	1,27	4,71	4,19	1,51	0,25	4,85
	0,14	1,78	3,47	4,24	3,72	0,21	3,11

610,0 м; 92/86 — междуречье Ипиляутваям — Онтина, высота 562,0 м; 70/86 — истоки р. Мя Вамтуваям, юго-восточный склон, высота 830,0 м. Андезиты: 57/86, 67/86, 73/86 — гора Хетапахен, высота 684,0 м. Дациты: 64/86 — гора Хетапахен, высота 610,0 м.

зема и железомagneвным отношением, аналогичную трендам типичных островодужных серий. Рассмотрение соотношения  $TiO_2$  —  $tFeO/MgO$  также подтверждает принадлежность лав этого типа к известково-щелочным сериям. Для них характерна отрицательная корреляция между титаном и железомagneвным отношением в отличие от положительной зависимости в случае островодужных толеитов. Нелинейный дискриминантный анализ также выявляет принадлежность лав базальт-андезитовой серии к типичным известково-щелочным ассоциациям (см. рис. 14).

Анализ геохимических особенностей известково-щелочных эффузивов вулканогенно-обломочного комплекса Камчатского перешейка выявляет ряд различий с одновозрастными вулканитами юга Корякского нагорья.

Тугоплавкие элементы в базальтах известково-щелочной серии характеризуются тем, что в них повышены содержания никеля (табл. 37), что наряду с высокими содержаниями MgO позволяет говорить об их некумулятивной природе и о близости к первичным расплавам. В андезитобазальтах этого типа концентрации Ni также высоки и близки к таковым однотипных известково-щелочных пород юга Корякского нагорья. Среди кремнекислых андезитобазальтов Камчатского перешейка отмечены аномально обогащенные Ni (104—137 г/т) разности. В андезитах концентрации Ni падают, достигая типичных для фракционированных андезитов орогенных известково-щелочных серий.

Таблица 36. Состав эффузивов известково-щелочной серии вулканогенно-обломочного комплекса Камчатского перешейка

Номер образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
175	49,70	1,35	17,68	6,01	3,56
172	50,87	1,37	17,05	2,28	6,48
176	51,28	1,36	16,94	2,47	6,53
181	52,35	1,31	17,41	5,50	3,62
174	52,39	1,32	16,77	2,54	6,27
183	52,42	1,28	17,22	3,49	5,20
178	52,48	1,39	18,33	3,52	5,39
177	53,07	1,42	17,60	2,48	5,94
182	53,19	1,28	17,56	5,10	3,60
180	53,43	1,24	17,51	3,35	5,13
18/86	54,59	0,99	16,70	3,16	4,30
8/86	54,70	1,27	18,28	8,96	—
158	55,28	1,29	16,78	1,23	6,20
147	55,98	1,24	16,29	2,94	4,87
173	56,71	1,17	16,17	2,54	4,77
11/86	57,64	0,63	18,27	2,79	3,75
13A/86	57,83	0,60	18,29	7,25	—
1/86	57,83	0,64	18,27	7,38	—
141	57,87	0,81	16,67	5,51	2,03
27A/86	58,23	0,52	18,39	2,16	3,67
9/86	58,27	0,56	18,05	2,72	3,28
10A/86	58,38	0,60	18,66	7,09	—
14/86	58,46	0,60	18,15	3,10	2,96
13/86	58,51	0,59	17,59	3,00	3,05
10/86	58,60	0,58	17,97	2,74	3,35
12/86	58,71	0,56	18,41	1,91	3,68
20/86	58,79	0,61	17,83	1,49	4,94
15/86	58,99	0,61	18,02	2,70	3,34
19/86	59,43	0,60	17,74	1,69	4,73

Примечание. Базальты: 175, 172, 176 — верховья р. Ватапваям. Андезитобазальты: 181, 174, 183, 178, 177, 182, 180, 158, 147, 173 — верховья р. Ватапваям; 18/86 — низовья р. Тымлат, правобережье р. Вингуваям. Андезиты: 141 — истоки р. Левая Лесная; 11/86 — правобережье р. Вингу-

Крупноионные литофильные элементы в базальтах известково-щелочной серии вулканогенно-обломочного комплекса по сравнению с типичными островодужными характерны повышенными содержаниями Sr и пониженными Rb (табл. 37). Необходимо отметить низкий уровень содержания Rb и Sr в андезитах этой серии, что сближает их с эффузивами интраокеанических островных дуг, в частности Марианской, Новобританской и Новогбридской [31, 111]. Базальты известково-щелочной серии обнаруживают пониженные отношения Rb/Sr, в то время как андезитобазальты и андезиты идентичны по этому параметру породам среднего состава юга Корьякского нагорья. В целом Rb накапливается при дифференциации, содержания Sr падают. На графиках содержания гигромагматильных элементов, нормированных к примитивной мантии по [190], тренды

	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	tFeO/MgO
	0,13	8,11	8,93	3,32	0,87	0,34	1,11
	0,13	7,70	9,63	3,24	0,91	0,34	1,11
	0,14	7,87	9,15	3,05	0,87	0,34	1,11
	0,14	5,86	9,40	3,41	0,75	0,25	1,46
	0,13	7,11	8,84	3,25	1,02	0,36	1,20
	0,14	7,04	8,28	3,60	1,02	0,31	1,19
	0,14	5,66	8,42	3,56	0,82	0,29	1,51
	0,14	6,05	8,63	3,56	0,81	0,30	1,35
	0,14	6,05	8,42	3,46	0,91	0,26	1,35
	0,14	6,16	8,56	3,24	0,99	0,25	1,32
	0,17	7,02	8,34	3,48	1,03	0,22	1,02
	0,16	4,19	7,60	3,76	0,32	0,17	
	0,12	5,93	7,70	3,86	1,29	0,32	1,23
	0,12	5,99	7,21	3,63	1,41	0,32	1,26
	0,12	6,04	7,14	3,85	1,38	0,31	1,17
	0,14	4,73	7,42	3,84	0,68	0,11	1,32
	0,15	5,07	6,40	3,69	0,46	0,11	1,83
	0,13	4,49	7,52	3,44	0,33	0,12	1,46
	0,15	4,04	8,00	3,13	1,36	0,43	1,73
	0,11	5,01	7,44	3,85	0,51	0,11	1,12
	0,16	4,72	8,00	3,59	0,53	0,12	1,21
	0,11	4,21	6,97	3,48	0,38	0,12	1,52
	0,13	4,57	7,25	3,97	0,68	0,13	1,26
	0,12	4,46	7,64	4,02	0,54	0,12	1,29
	0,13	4,50	7,21	4,00	0,78	0,14	1,29
	0,18	4,42	7,15	4,13	0,73	0,12	1,22
	0,20	5,13	6,30	3,91	0,70	0,10	1,22
	0,17	4,43	7,31	3,76	0,54	0,13	1,30
	0,20	4,77	5,50	4,45	0,78	0,11	1,30

ваям, высота 265,0 м; 27А/86 — междуречье Вытвирваям — Вингуваям, высота 522, 6 м; 8/86, 9/86, 13А/86, 14/86, 13/86, 1/86, 10/86, 10А/86, 12/86, 20/86, 15/86, 19/86 — правобережье р. Вингуваям, высота 265,0 м. Анализы 141—183 из работы [39].

средних составов лав известково-щелочной серии характеризуются некоторым обеднением Rb и в целом некоторым обогащением К (рис. 31). Абсолютные концентрации всех гигромагмафильных элементов в лавах базальт-андезитовой серии выше, чем в типичных островодужных толентах (поле, ограниченное пунктиром, на рис. 31), за исключением Rb, который только в средних эффузивах достигает концентраций, типичных для известково-щелочных андезитов.

Высокозарядные литофильные элементы группы титана (см. табл. 37) обогащают лавы известково-щелочной серии вулканогенно-обломочного комплекса Камчатского перешейка, что является, пожалуй, наиболее яркой геохимической чертой этих лав. В базальтах этой серии обнаруживаются концентрации Zr и Y, типич-

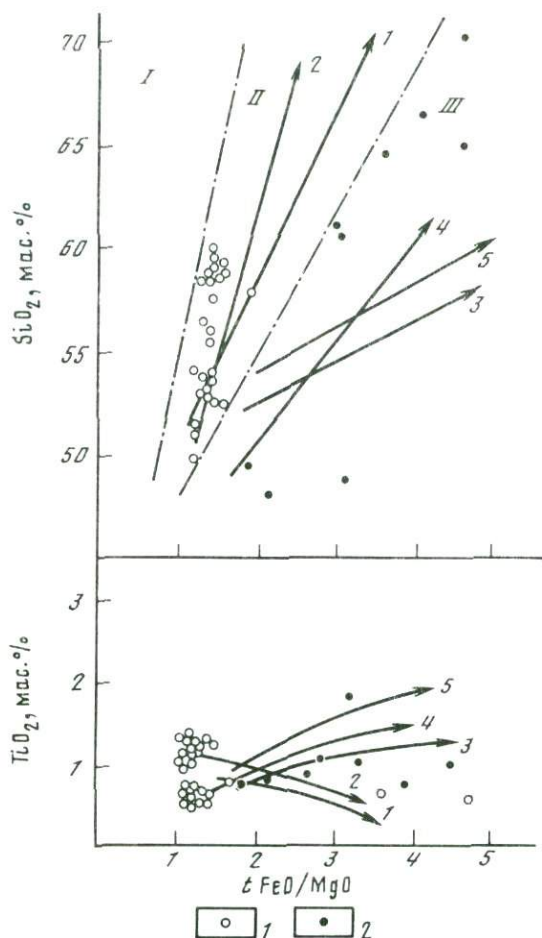


Рис. 30. Вариации химического состава эффузивов вулканогенно-обломочного комплекса Камчатского перешейка

Условные обозначения полей и трендов 1—5 см. на рис. 12

1—2 — серии: 1 — известково-щелочная, 2 — толеитовая

ные для островодужных, в то время как андезиты аномально обогащены высоkozарядными литофилами. Андезитобазальтам и андезитам свойственны повышенные концентрации  $TiO_2$  и  $P_2O_5$ . Обогащение высоkozарядными литофилами относительно крупноионных говорит о специфике эффузивов Камчатского перешейка, так как для типичных островодужных серий характерны обратные отношения литофильных элементов [111]. Накопление Zr в лавах базальт-андезитовой серии сопровождается постепенным снижением концентраций  $TiO_2$  и относительно медленным ростом содержания Y, что выражается в устойчивом увеличении отношений  $Ti/Zr$  и  $Zr/Y$  с возрастанием кремнекислотности. Принципиальные различия между известково-щелочными

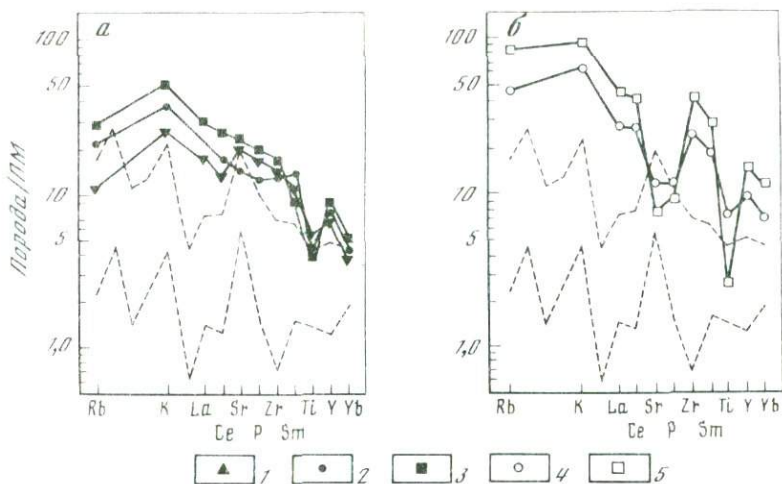


Рис. 31. Распределение гигромагмафильных элементов в эффузивах известково-щелочной (а) и толеитовой (б) серий Камчатского перешейка

1—5 — средние составы эффузивов: 1—3 — известково-щелочной серии (1 — базальт, 2 — андезитобазальт, 3 — андезит), 4, 5 — толеитовой серии (4 — базальт, 5 — андезит). Пунктиром околнурено поле островодужных толеитов [121]. ПМ — состав примитивной мантии по Д. Вуду [190]

вулканитами юга Корякского нагорья и Камчатского перешейка выявляются при анализе совместного распределения Rb и Y в этих сериях (см. рис. 18). В то время как эффузивы юга Корякии следуют "бонинитовому" тренду дифференциации, лавы Камчатского перешейка группируются вдоль тренда с плагиоклазовым контролем. Данные закономерности связываются нами с различиями в составе исходных расплавов и, в свою очередь, с различиями в химизме магмагенерирующих источников. Вулканиты Южной Корякии являются дифференциатами высокомагнезиальных андезитовых расплавов, выплавленных из источника со смешанными геохимическими характеристиками, в то время как эффузивы Камчатского перешейка образовались из субконтинентального источника, обогащенного высокочargedными литофилами, сопоставимого с метасоматически обогащенной мантией центральноитальянского типа.

Редкоземельные элементы в лавах известково-щелочной серии характеризуются обогащением спектров легкими РЗЭ (рис. 32, табл. 38) и увеличением абсолютных концентраций лантаноидов с ростом кремнекислотности. Абсолютные содержания РЗЭ в базальтах этого типа заметно превышают их концентрацию в типичных высокоглиноземистых островодужных базальтах, даже если последние сильно фракционированы и в целом обогащены некогерентными элементами [156]. Андезитобазальты и андезиты также характеризуются повышенными концентрациями лантаноидов по сравнению с лавами среднего состава юга Корякского нагорья. Кроме того, им свойственны более обогащенные цериевыми землями спектры РЗЭ (рис. 32).

**Таблица 37. Содержание редких элементов в эффузивах вулканогенно-обломочного комплекса Камчатского перешейка**

Элемент	175	177	147	144	158	141
Ni	173	68	104	21	98	35
Rb	7	10	21	66	20	29
Sr	486	421	386	193	392	595
Zr	151	173	183	555	170	121
Y	32	31	32	69	35	30
Cu	69	71	43	26	30	21
Zn	70	76	105	90	56	78
Pb	3	3	4	1	2	7

Примечание. Описание образцов см. в табл. 36 и 39.

**Таблица 38. Содержание РЗЭ в позднекайнозойских эффузивах Камчатского перешейка**

Элемент	Вулканогенно-обломочные эффузивы					
	144	180	141	140	147	145
La	30	15	23	20	14	35
Ce	73	34	57	47	39	81
Nd	41	17	26	22	19	50
Sm	7,8	5,0	6,2	6,2	4,4	10
Eu	1,8	1,5	1,9	1,5	1,3	2,2
Gd	9,2	4,8	5,0	4,6	4,6	11
Er	4,2	0,86	1,3	2,2	1,9	6,2
Yb	3,4	1,7	1,5	2,2	1,8	3,4
(La/Sm) <sub>N</sub>	2,42	1,89	2,34	2,03	2,00	2,20
(La/Yb) <sub>N</sub>	5,95	5,95	10,34	6,13	5,25	6,95

Примечание. Описание образцов см. в табл. 36, 39 и 40.

Рассмотрение зависимостей La—Sm и La—Yb (см. рис. 24) также выявляет обогащенный характер эффузивов известково-щелочной серии. На диаграмме La—Sm большинство составов этих вулканитов попадает в поле первично обогащенных андезитов алеутского типа, а два состава классифицируются как вторично обогащенные (связанные с плавлением метасоматически преобразованной мантии). По соотношению La—Yb пять анализов относятся к андийскому типу, а семь — к алеутскому. На обеих диаграммах лавы Камчатского перешейка четко отличаются от известково-щелочных вулканитов юга Корякского нагорья повышенными абсолютными концентрациями РЗЭ.

Таким образом, лавы базальт-андезитовой серии могут рассматриваться как промежуточные между алеутским (первично обогащенным) и андийским (вторично обогащенным) типами. В совокупности с обогащением их высоkozарядными литофильными элементами, т.е. с чертой, присущей метасоматически обогащенному источнику, мне

	180	146	140	145	173	142	181
	58	17	14	3	137	63	79
	14	42	36	75	19	7	11
	390	283	310	149	368	545	402
	135	324	181	514	200	169	146
	30	58	34	70	36	40	29
	60	49	47	24	46	48	79
	52	72	133	129	57	71	57
	4	3	2	2	7	5	4

Вулканогенно-обломочные эффузивы			Вулканогенные эффузивы			
146	173	175	3/86	23/86	46/86	53/86
18	16	12	7,7	18	32	39
47	36	29	19	36	55	84
24	19	17	9,9	20	33	58
4,5	2,8	3,8	3,0	5,8	7,8	12
1,7	1,5	1,7	1,0	1,3	1,6	2,2
6,0	4,4	4,2	2,8	4,2	5,0	7,4
3,6	2,4	2,8	1,7	4,2	4,4	4,6
2,2	1,9	1,7	0,98	1,6	2,8	4,2
2,52	3,60	1,99	1,62	1,95	2,58	2,05
5,52	5,68	4,76	5,30	7,59	7,71	6,27

представляется более вероятным отнесение их к производным вторично обогащенного источника центральноитальянского типа.

Совершенно обособленное распределение РЗЭ свойственно низкокальциевым роговообманковым андезитам (см. рис. 32). Они характеризуются низкими содержаниями РЗЭ и слабо обогащенными спектрами ( $La_N/Yb_N = 2,29 \div 2,48$ ) и сопоставимы с примитивными лавами ранних стадий эволюции интраокеанических островных дуг.

Ближайшими аналогами вулканитов известково-щелочной серии являются дифференцированные существенно андезитовые серии зрелых островных дуг (Япония, Сунда) и активных континентальных окраин (Чилийские и Перуанские Анды), обогащенные высокочарядными литофильными и редкоземельными элементами.

Лавы толентовой серии вулканогенно-обломочного комплекса характеризуются четко выраженной тенденцией к бимодальности (табл. 39). В составе этой серии ясно обособляется (рис. 33) группа базальтов и группа кремнекислых андезитов—дацитов—риолитов. Ба-

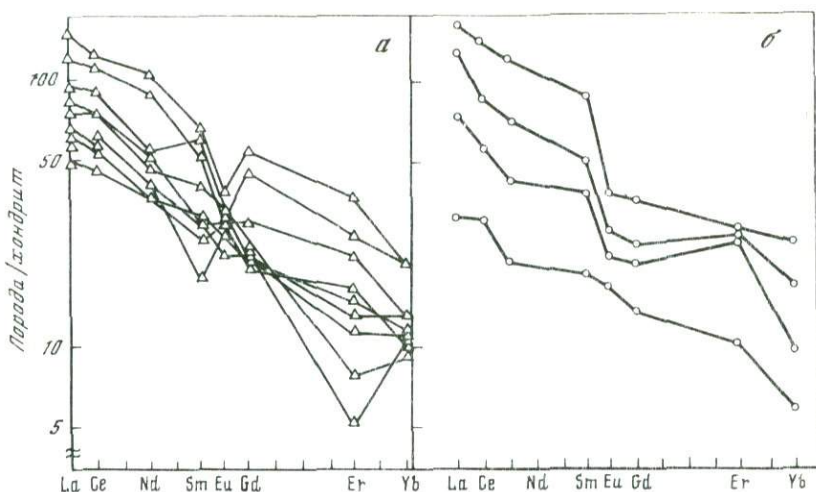


Рис. 32. Распределение РЗЭ в позднекайнозойских вулканитах Камчатского перешейка  
 а — лавы вулканогенно-обломочного комплекса; б — лавы вулканогенного комплекса

зальтам этой серии свойственны повышенные содержания  $\text{CaO}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и пониженные  $\text{MgO}$ , свидетельствующие о ведущей роли фракционирования кальциевого плагиоклаза на ранних этапах эволюции исходных расплавов. В целом для пород этой серии характерны повышенные концентрации  $\text{K}_2\text{O}$ .

На диаграмме  $\text{SiO}_2$ — $t\text{FeO}/\text{MgO}$  точки составов лав бимодальной серии располагаются в поле толентовых пород и формируют зависимость, близкую к тренду четвертичной толеитовой серии о-ва Рауль в дуге Кермадек (см. рис. 30). Соотношение  $\text{TiO}_2$  и железомagneзиевого отношения выявляет переходный характер вулканитов бимодальной серии, однако значительное повышение отношения  $t\text{FeO}/\text{MgO}$  при практически постоянных концентрациях  $\text{Ti}$  более свойственно дифференцированным островодужным толеитовым сериям, нежели известково-щелочным ассоциациям вулканитов. В совокупности с фернеровским трендом дифференциации в координатах  $\text{SiO}_2$ — $t\text{FeO}/\text{MgO}$  данные вулканиты могут быть отнесены к островодужным толеитам. Правомерность такой классификации подтверждается применением нелинейного дискриминатора. На диаграмме  $\ln P_{\text{TH}}$ — $\ln P_{\text{CA}}$  лавы бимодальной серии попадают в поле толеитовых ассоциаций (см. рис. 14).

Базальты толеитовой серии характеризуются пониженными по сравнению с известково-щелочными сериями содержаниями  $\text{Ni}$  (см. табл. 37), что в целом присуще островодужным лавам. Та же картина наблюдается в андезитах и дацитах.

Для базальтов бимодальной серии характерны низкие концентрации  $\text{Rb}$  и высокие  $\text{Sr}$ , для андезитов и дацитов — обратные соотношения крупноионных литофилов (см. табл. 37). Все породы толеитовой серии обогащены высокозарядными литофильными элементами  $\text{Zr}$  и  $\text{Y}$ , достигающими в кремнекислых андезитах и да-

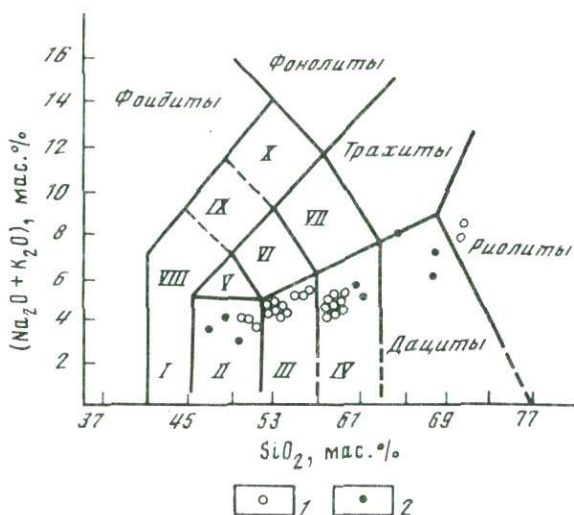


Рис. 33. Соотношение суммарной щелочности и кремнезема в лавах вулканогенно-обломочного комплекса Камчатского перешейка

Условные обозначения полей см. на рис. 26

1, 2 — серии: 1 — известково-щелочная, 2 — толентовая

цитах значительных концентраций (Zr — 324 и 514—555, Y — 58 и 69—70 г/т соответственно). Такие концентрации элементов группы Ti свойственны калиевым вулканитам орогенных областей (в частности, лейцитовым трахитам Римской магматической провинции в Италии) и щелочным базальтам некоторых океанических островов [165]. В целом геохимические признаки указывают на генетическую связь основных и кислых вулканитов бимодальной серии Камчатского перешейка, установленную при петрохимическом анализе [39, 55].

Лавы толентовой серии, как и известково-щелочные вулканиты, характеризуются повышенными концентрациями РЗЭ и обогащенным легкими лантаноидами типом распределения этих элементов (см. табл. 39, рис. 32). Андезиты Камчатского перешейка четко отличаются по уровню накопления РЗЭ от андезитов северного сектора позднекайнозойского вулканического пояса. Содержания РЗЭ в дацитах достигают таковых в лавах некоторых высококалийных известково-щелочных и шшонитовых серий, генерированных из обогащенного литофильными элементами источника. В дацитах Камчатского перешейка проявлена отрицательная европиевая аномалия, свидетельствующая об увеличении роли фракционирования плагиоклаза на заключительных этапах дифференциации. Рассмотрение совместного распределения La, Sm и Yb в этих лавах (см. рис. 24) также выявляет их обогащенный характер и промежуточное положение между первично и вторично обогащенными типами вулканитов. В совокупности с другими петрогеохимическими характеристиками (в частности, с обогащением K и высокозарядными литофилами) автору кажется правомерным отнесение лав бимодальной серии к производ-

Таблица 39. Состав эффузивов толеитовой серии вулканогенно-обломочного комплекса Камчатского перешейка

Номер образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
36/86	47,92	0,95	18,74	5,35	6,33
142	48,78	1,87	17,88	4,41	6,53
33/86	49,47	0,90	19,04	7,26	3,90
30/86	53,10	0,96	16,23	10,58	—
35/86	55,73	0,95	17,57	9,34	—
39/86	60,33	0,87	16,11	9,35	—
146	60,68	1,04	16,54	5,12	2,11
140	61,18	0,85	16,71	5,33	1,81
41/86	63,78	0,97	14,86	8,12	—
37/86	64,49	0,99	15,45	7,14	—
38/86	64,78	0,97	15,31	3,99	2,56
29А/86	65,04	0,89	16,28	2,80	3,44
144	66,93	0,78	15,20	4,97	0,96
145	68,16	0,72	15,62	4,83	0,38
28/86	68,82	0,84	15,74	5,81	—
31/86	69,91	0,73	13,76	1,71	0,53
32/86	70,76	0,72	13,79	1,59	3,13
27/86	72,77	0,78	13,86	4,06	—

Примечание. Базальты: 36/86, 33/86 — верховья р. Белой, высота 925,0 м; 142 — истоки р. Левая Лесная. Андезитобазальты: 30/86, 35/86 — верховья р. Белой, высота 925,0 м. Андезиты: 39/86 — там же; 146, 140 — истоки р. Левая Лесная. Дациты: 29А/86, 28/86 — верховья р. Белой,

ным расплавов, генерированных из вторично обогащенного источника.

Среди четвертичных вулканогенных образований выделяются три группы пород, слагающих территориально обособленные лавовые покровы.

Первая группа характеризуется существенно андезитовым уровнем содержаний кремнезема и преобладанием оливин-пироксеновых и двупироксеновых андезитов, петрографически и минералогически (см. гл. III) близких к оливин-бронзитовым лавам вулканогенного комплекса юга Корякского нагорья. Эффузивам андезитовой серии свойственны пониженные содержания CaO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, слабое возрастание железомagneйного отношения и концентраций K<sub>2</sub>O при дифференциации (табл. 40). На диаграммах SiO<sub>2</sub>—K<sub>2</sub>O и щелочи — SiO<sub>2</sub> лавы этого типа располагаются в поле нормальнокальциевых известково-щелочных пород (рис. 34, 35), как и оливин-пироксеновые вулканы юга Корякского нагорья. Сходство подчеркивается и при рассмотрении зависимости SiO<sub>2</sub>—tFeO/MgO (см. рис. 30). Лавы андезитовой серии Камчатского перешейка попадают в поле умеренных известково-щелочных серий и образуют тренд с сокращенным характером дифференциации, близкий к трендам известково-щелочных существенно андезитовых ассоциаций юга Корякского нагорья (типа Iб) и о-ва Сариган Марианской островной дуги. Для лав этого типа характерна отрицательная корреляция концентраций титана и железомagneйного

	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	tFeO/MgO
	0,25	5,12	11,34	3,43	0,46	0,14	2,18
	0,18	5,48	10,18	3,15	1,11	0,43	3,11
	0,24	4,43	11,73	2,17	0,69	0,17	1,92
	0,17	5,99	6,19	3,74	2,72	0,322	1,59
	0,15	4,17	7,59	3,55	0,79	0,16	2,37
	0,20	2,87	6,01	2,02	2,02	0,22	2,93
	0,07	2,30	6,11	3,71	2,06	0,30	2,92
	0,07	2,43	6,40	3,17	1,81	0,24	2,72
	0,23	1,90	2,10	5,23	2,45	0,36	3,85
	0,23	1,68	1,33	5,50	2,81	0,38	3,83
	0,22	1,77	1,50	6,47	2,04	0,39	3,48
	0,13	1,29	0,90	6,74	2,21	0,28	4,62
	0,10	1,35	3,54	3,67	2,45	0,23	4,02
	0,04	0,39	2,33	4,03	3,323	0,18	12,10
	0,09	1,06	0,59	5,38	1,52	0,15	4,93
	0,15	1,39	1,10	5,42	2,15	0,15	3,65
	0,13	0,96	0,45	5,18	3,17	0,12	4,75
	0,11	0,40	0,63	5,08	2,14	0,17	9,13

высота 925,0 м; 41/86, 37/86, 38/86 — среднее течение р. Белой, высота 1061,0 м; 144, 145 — истоки р. Левая Лесная. Риолиты: 31/86, 32/86, 27/86 — верховья р. Белой, высота 925,0 м. Анализы обр. 140—146 из работы [39].

отношения (см. рис. 30), что является признаком их известково-щелочной природы.

На диаграмме нелинейного дискриминатора (см. рис. 14) точки составов эффузивов андезитовой серии попадают в поле известково-щелочных пород, характеризуются значениями  $\ln P_{\text{ТН}} - 200$  и  $\ln P_{\text{СА}} - 500$ , типичными для орогенных андезитов [37]. Распределение РЗЭ в лавах андезитовой серии показано на рис. 32. От одновозрастных оливин-пироксеновых и двупироксеновых андезитобазальтов и андезитов юга Корякского нагорья они отличаются более обогащенным спектром редких земель ( $La_N/Yb_N = 5,30 \div 7,59$ ) и несколько повышенными абсолютными концентрациями РЗЭ (см. табл. 38). Последнее отличие особенно четко проявляется при сравнении пород повышенной кремнекислотности. По характеру распределения РЗЭ лавы нормально-калиевой известково-щелочной серии аналогичны существенно андезитовым ассоциациям зрелых островных дуг и активных континентальных окраин.

Вторая группа пород включает высококалиевые эффузивы, дифференцированные от базальтов до андезитов с объемным преобладанием последних (см. табл. 40). Базальтам свойственны повышенные концентрации  $Al_2O_3$  и  $K_2O$ , андезитам —  $K_2O$ . Пониженные содержания  $TiO_2$  позволяют отнести лавы этой серии к островодужным ассоциациям, переходным по химизму между известково-щелочными и шощонитовыми сериями. Такие вулканиты широко распространены

Таблица 40. Состав эффузивов вулканогенного комплекса Камчатского перешейка

Номер образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
Нормальнокалиевая известково-щелочная серия					
4/86	53,68	0,88	16,63	8,67	—
7/86	54,15	0,81	16,36	3,81	3,43
3/86	54,80	0,78	16,40	1,25	5,53
5/86	55,34	1,44	17,73	9,75	—
21/86	56,45	0,84	18,86	1,82	4,34
6/86	57,22	1,29	18,37	1,91	4,82
24/86	58,29	0,98	18,60	2,87	3,45
25/86	61,61	0,66	17,32	1,94	3,50
22/86	61,73	0,66	16,95	1,74	3,87
23/86	62,06	0,65	17,17	1,85	3,40
Высококалиевая известково-щелочная серия					
43/86	49,19	1,13	18,28	5,92	4,65
44/86	49,60	1,15	18,14	6,80	4,02
49/86	50,72	1,00	16,26	12,01	—
51/86	51,75	1,02	16,63	11,46	—
45/86	57,40	0,76	18,82	3,70	3,42
46/86	58,41	0,76	17,60	3,29	3,65
47/86	58,61	0,76	17,68	4,14	2,48
48/86	58,66	0,77	17,57	7,64	—
42/86	58,94	0,74	18,57	6,74	—
Шошонитовая серия					
53A/86	58,32	1,14	17,05	4,05	3,62
54/86	58,76	1,17	17,77	7,99	—
53/86	59,20	1,12	17,14	4,03	3,45
52A/86	59,37	1,14	17,04	3,66	3,87

Примечание. Андезитобазальты: 4/86, 7/86, 3/86, 5/86 — низовья р. Тымлат, высота 552,0 м; 21/86 — истоки р. Вытвирваам, северный склон, высота 664,4 м. Андезиты: 6/86 — низовья р. Тымлат, высота 552,0 м; 24/86, 25/86, 22/86, 23/86 — истоки р. Вытвирваам, северный склон

в зрелых островных дугах и активных континентальных окраинах, а также в складчатых областях с развитым орогенным вулканизмом. Они могут быть проявлены самостоятельно, т.е. быть обособленными в пространстве и во времени (о-в Ломбок в Сундской дуге, вулкан Саммер-Кун в Каскадных горах, Эгейская дуга и т.п.), либо тесно связаны с шошонитовым магматизмом (Камчатка, Перуанские и Чилийские Анды, Эолова дуга). По соотношению суммарной щелочности и кремнезема лавы высококалиевой базальт-андезитовой серии классифицируются как субщелочные, а основные эффузивы относятся к трахибазальтам (см. рис. 35). На диаграмме K<sub>2</sub>O—SiO<sub>2</sub> (см. рис. 34) базальты попадают в поле шошонитовых вулканитов, а андезиты классифицируются как высококалиевые известково-щелочные. Учитывая общность петрографо-минералогических характеристик и петрохимической специализации, а также геологической позиции (один покров) этих эффузивов, автор счел возможным

	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	tFeO/MgO
Нормальнокальцевая известково-щелочная серия							
0,13	8,17	8,02	3,09	0,61	0,12	0,96	
0,15	8,53	8,45	3,30	0,86	0,15	0,80	
0,16	8,40	8,03	3,50	0,99	0,16	0,79	
0,13	3,98	6,23	4,16	1,05	0,22		
0,17	4,31	8,01	3,91	1,09	0,20	1,39	
0,16	3,68	6,24	4,75	1,31	0,25	1,78	
0,12	3,11	6,00	5,00	1,35	0,23	1,94	
0,12	3,40	5,24	4,45	1,56	0,20	1,54	
0,12	3,28	5,24	4,65	1,56	0,20	1,66	
0,13	3,14	4,96	4,83	1,60	0,21	1,61	
Высококальцевая известково-щелочная серия							
0,18	5,47	9,51	3,08	2,08	0,51	1,82	
0,19	5,2	9,43	2,97	2,16	0,52	2,02	
0,19	5,67	9,51	2,68	1,66	0,30	1,91	
0,18	4,66	8,73	3,00	2,20	0,37	2,21	
0,17	3,00	7,45	3,67	2,36	0,25	2,25	
0,14	2,84	6,63	3,66	2,75	0,27	2,33	
0,21	2,74	6,72	3,69	2,71	0,26	2,27	
0,17	2,66	5,89	3,52	2,85	0,27	2,59	
0,13	2,63	5,76	3,53	2,71	0,25	2,31	
Шошонитовая серия							
0,20	1,92	4,90	3,78	4,49	0,53	3,78	
0,15	1,94	3,62	3,71	4,42	0,47	3,71	
0,19	1,78	4,51	3,70	4,38	0,50	3,98	
0,11	1,86	4,28	3,80	4,39	0,48	3,85	

высоты 664,4 м; 45/86, 46/86, 47/86, 48/86, 42/86 — нижнее течение р. Белой, горы Мичгисуром. Трахибазальты: 43/86, 44/86, 49/86, 51/86 — там же. Банакиты: 53А/86, 54/86, 53/86, 52А/86 — побережье Берингова моря в районе устья р. Белой.

объединить их в единую высококальцевую известково-щелочную серию, сопоставимую с высококальцевыми базальт-андезитовыми ассоциациями островных дуг, развитых на континентальной коре.

Анализ распределения РЗЭ в высококальцевых андезитах подтверждает правильность такого вывода. Андезиты этого типа характеризуются высокими абсолютными концентрациями лантаноидов, сопоставимыми с таковыми в островодужных шошонитовых сериях (см. рис. 32), а также обогащенным легкими РЗЭ типом распределения ( $La_N/Yb_N=7,71$ ). Такие спектры свойственны вулканитам, связанным с деятельностью метасоматически преобразованной субконтинентальной мантии, представленной гранатовыми перидотитами [38]. Принципиальные различия в геохимии РЗЭ предполагают и подобные различия в глубинных магмагенерирующих источниках, представленных для высококальцевых эффузивов Камчатского перешейка эволюционно зрелой субконтинентальной литосферой.

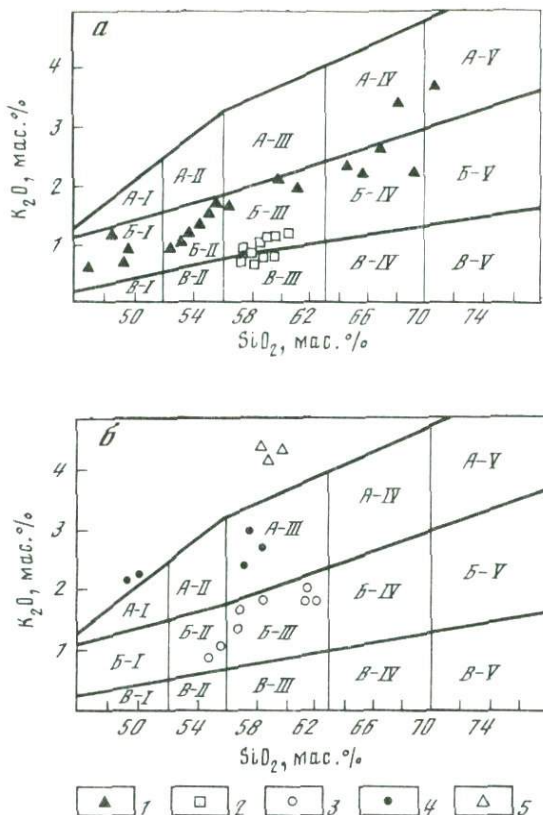


Рис. 34. Диаграмма  $K_2O-SiO_2$  [161] для лав вулканогенно-обломочного (а) и вулканогенного (б) комплексов Камчатского перешейка

Условные обозначения полей см. на рис. 11

1 — нормальнокальевые вулканиты; 2 — низкокальевые роговообманковые андезиты; 3 — нормальнокальевые оливин-пироксеновые андезиты; 4 — высококальевые вулканиты; 5 — банакиты

Третья группа пород в составе вулканогенного комплекса Камчатского перешейка характеризуется высокими содержаниями К при низкой магниальности и высокой кремнекислотности (см. табл. 40). На диаграмме  $K_2O-SiO_2$  (см. рис. 34) точки составов калиевых эффузивов попадают в поле шошонитовых ассоциаций, что подтверждается также пониженными содержаниями  $TiO_2$ . К в лавах этого типа преобладает над Na, что характерно для островодужных шошонитовых серий.

Характер распределения РЗЭ в банакитах Камчатского перешейка идентичен спектрам лантаноидов в шошонитовых сериях складчатого обрамления Тихого океана (см. рис. 32). Пониженные отношения  $La_N/Sm_N$  сближают данные вулканиты с шошонитовыми андезитами палеогена Олюторской зоны, которые образовались из обогащенного

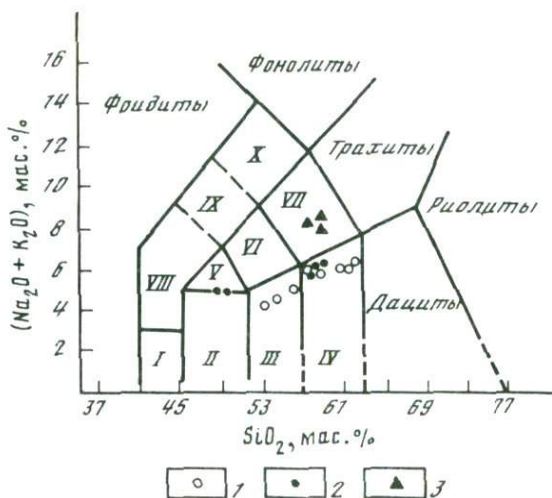


Рис. 35. Соотношение суммарной щелочности и кремнезема в лавах вулканогенного комплекса Камчатского перешейка

Условные обозначения полей см. на рис. 26

1, 2 — известково-щелочные серии: 1 — нормальнокалевая, 2 — высококалевая; 3 — шшонитовая серия

источника. Таким образом, появление шшонитовых серий, традиционно связываемых с эволюционной зрелостью островодужных структур [6], свидетельствует о развитии в пределах Камчатского перешейка литосферы субконтинентального типа.

#### ПОДВОДНЫЙ ХРЕБЕТ ШИРШОВА

Известково-щелочная серия с пониженными содержаниями  $Al_2O_3$  (табл. 41) характерна для данных эффузивов. В андезитобазальтах наблюдаются повышенные концентрации  $MgO$ ,  $Cr$ ,  $Ni$ ,  $Co$ . Содержания  $V$ ,  $Sr$  (516 г/т),  $Zr$  (86 г/т) и  $Y$  (27 г/т) сопоставимы с таковыми в базальтоидах островных дуг. В андезитодацитах отмечены повышенные содержания  $Cr$  и пониженные  $V$ . Концентрации  $K_2O$  в андезитобазальтах довольно низкие и закономерно увеличиваются в кремнекислых породах. На диаграмме  $AFM$  (рис. 36) точки составов лав этой серии располагаются в поле известково-щелочных пород и тяготеют к тренду известково-щелочных вулканитов (тип I) Пахачинского хребта юга Корякского нагорья [9]. С вулканитами дифференцированной базальт-андезит-дацитовой серии Южной Корякии эффузивы хребта Ширшова сближает целый ряд геохимических и минералогических характеристик (рис. 36, табл. 41).

По концентрациям совместимых и рудных элементов данные андезитобазальты аналогичны базальтоидам островных дуг юго-запада Тихого океана. Развитие этих структур (линеамент Новые Гебриды — Самоа, Вануату, Новая Каледония, Фиджи, Тонга) тес-

Таблица 41. Представительные анализы кайнотипных эффузивов подводного хребта Ширшова

Компонент	Известково-щелочная серия						
	173	163	167	241	168	92	
SiO <sub>2</sub>	50,20	51,68	52,90	53,22	53,51	53,55	
TiO <sub>2</sub>	2,00	0,92	0,88	1,37	0,91	0,47	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,52	17,44	16,56	17,54	17,19	14,05	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,78	5,77	5,98	5,30	5,60	4,01	
FeO	5,82	2,35	2,26	5,12	2,34	4,82	
MnO	0,16	0,14	0,14	0,18	0,14	0,26	
MgO	9,36	7,60	7,73	7,66	6,72	9,10	
CaO	7,23	9,70	9,37	5,26	9,59	8,91	
Na <sub>2</sub> O	3,46	3,22	3,03	3,25	2,78	3,55	
K <sub>2</sub> O	1,05	0,95	0,94	0,58	0,95	1,03	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,42	0,23	0,21	0,52	0,27	0,25	
V	170	240	200	120	200	210	
Cr	230	170	80	84	80	130	
Ni	120	57	44	31	48	48	
Co	47	40	34	26	37	29	
Cu	36	150	110	51	180	50	
Zn	110	90	100	90	90	70	
Pb	9	9	7	16	9	7	
Mo	1	1	1	1	1	1	
Sn	4	4	3	3	4	3	

нейшим образом связано с эволюцией задуговых и интрадуговых бассейнов — Северо-Фиджийского, Южно-Фиджийского, Лау [113]. Лавы, изливающиеся в пределах островных дуг, сопряженных с локальными центрами спрединга в малых океанических бассейнах, таким образом, несут на себе геохимические черты, с одной стороны, продуктов вулканизма зон субдукции, с другой — вулканизма рифтов на океанической коре. Подобная закономерность установлена для южной части Филиппинского моря [27], восточной части моря Скоша [168], трога Кориолис в юго-западной части Северо-Фиджийской котловины [139].

И в случае известково-щелочных лав хребта Ширшова мы наблюдаем ту же картину — повышенные концентрации Sr в андезитобазальтах при низких содержаниях Rb и концентрациях Zr, Y, Cr, Ni, Co, сопоставимых с базальтами и андезитобазальтами начальных этапов интрадугового (задугового) спрединга и вулканической активности сопряженных островных дуг. Распределение РЗЭ в базальтах известково-щелочной серии хребта Ширшова также подтверждает их близость к известково-щелочным вулканитам юга Корякского нагорья. Лавы хребта Ширшова характеризуются умеренно обогащенными спектрами редких земель ( $La_N/Sm_N=2,42$ ;  $La_N/Yb_N=4,33$ ) с пониженными абсолютными концентрациями РЗЭ, типичными для известково-щелочных эффузивов интраокеанических островных дуг.

Толейтовая серия базальтов хребта Ширшова в отличие

Известково-щелочная серия		Толитовая серия		Щелочная серия		
164	161	162	244	90	187	172
60,36	63,94	49,51	65,98	42,56	43,85	44,61
0,87	0,78	1,51	0,89	3,09	3,60	2,78
15,72	12,09	16,72	15,20	12,13	11,76	15,31
5,83	4,92	5,95	2,55	4,29	6,65	5,75
1,93	1,62	5,56	3,99	8,45	7,41	6,84
0,13	0,15	0,13	0,16	0,19	0,17	0,18
3,72	2,64	7,42	1,57	11,17	12,52	7,51
5,36	6,04	8,68	3,95	11,87	8,42	8,34
3,26	3,99	3,50	3,86	4,01	3,40	5,84
2,48	1,99	0,67	1,51	1,49	1,13	1,98
0,34	1,84	0,35	0,34	0,75	1,09	0,86
170	60	200	32	180	—	210
48	48	280	5	290	—	51
40	17	100	6	230	—	85
20	10	44	5	55	—	47
85	11	47	29	80	—	51
70	100	110	120	170	—	130
9	13	8	19	22	—	13
1	1	1	1	3	—	1
3	3	3	4	6	—	5

от островодужных толитов характеризуется повышенными содержаниями  $TiO_2$ ,  $Na_2O$ ,  $Cr$ ,  $Co$ ,  $Rb$ ,  $Zr$ , что сближает их с толитами моря Скоша (табл. 41). От последних они отличаются повышенными концентрациями  $Ni$  и  $Sr$  и по этим характеристикам близки к толитовым базальтам интрадуговых рифтогенных структур (Новые Гебриды, Фиджи) и к базальтам интрадуговых впадин типа впадин Филиппинского моря, для которых по сравнению с базальтами островных дуг характерны повышенные содержания  $Ni$  и  $Cr$  [27].

Дациты данной серии по содержанию  $K_2O$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $Cr$ ,  $Ni$  аналогичны дацитам толитовых серий, маркирующих начальные стадии задугового спрединга (например, вулканитам пролива Бренсфилд). Вещественный состав эффузивов толитовой серии хребта Ширшова позволяет считать их аналогами лав типа II юга Корякского нагорья, причем геохимические особенности этих пород сближают их с вулканитами переходной фазы развития системы интрадуговой бассейн — островная дуга, например с миоценовыми эффузивами островодужной системы Вануату на юго-западе Пацифики [113]. Распределение РЗЭ в толитах хребта Ширшова показано на рис. 37. По типу распределения и концентрациям лантаноидов они близки к фракционированным островодужным толитам развитых островных дуг, например к четвертичным вулканитам толитовой серии островов Кыска и Умнак в Алеутской дуге.

В породах щелочной серии отмечены повышенные содержания

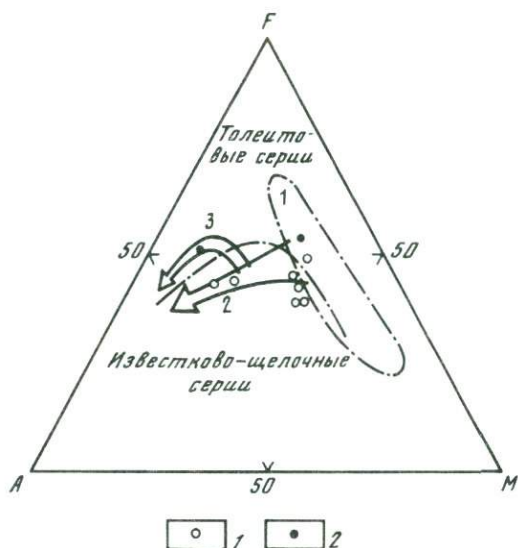


Рис. 36. Диаграмма *AFM* для кайнотипных вулканитов хребта Ширшова

1 — поле составов абиссальных толентов; 2, 3 — тренды дифференциации вулканических серий юга Корякского нагорья: 2 — известково-щелочной (тип I), 3 — толентовой (тип II)

1, 2 — кайнотипные вулканиты хребта Ширшова:  
1 — известково-щелочные, 2 — толентовые

$TiO_2$  (2,78—3,60 мас. %) и щелочей (4,5—7,8 мас. %) при довольно низком уровне концентраций  $SiO_2$  (табл. 41). Щелочные базальтоиды оказываются более железистыми, чем основные члены известково-щелочной и толентовой серий кайнотипной ассоциации хребта Ширшова, и содержат почти в 3—4 раза больше  $K_2O$ . По петрохимическим характеристикам данные лавы отвечают базанитам и близки к натриевым базальтоидам различных щелочных провинций мира. От базальтоидов континентальных щелочных ассоциаций (например, натриевой ассоциации кайнозойских вулканитов Монголии) они отличаются повышенными концентрациями  $TiO_2$ ,  $MgO$  и пониженными  $SiO_2$  и по этим параметрам приближаются к нефелин-нормативным базальтоидам океанических островов и рифтогенных структур, например к базанитам Окете в Новой Зеландии [86].

Необходимо учитывать, однако, тот факт, что даже в пределах одной щелочной ассоциации могут наблюдаться значительные латеральные вариации химизма [32]. Среди геохимических признаков базанитов хребта Ширшова необходимо отметить повышенные концентрации в них халькофильных элементов  $Cu$  и  $Zn$ , сближающих их с породами новозеландских рифтов. Об этом же свидетельствуют и содержания  $Cr$ ,  $Ni$ ,  $Co$ ,  $V$  в щелочных лавах хребта Ширшова (табл. 41). Распределение РЗЭ (рис. 37) с резко обогащенным легкими лантаноидами спектром ( $La_N/Yb_N = 24,6$ ) также характерно для рифтогенных базанитов. Как и базаниты Новой Зе-

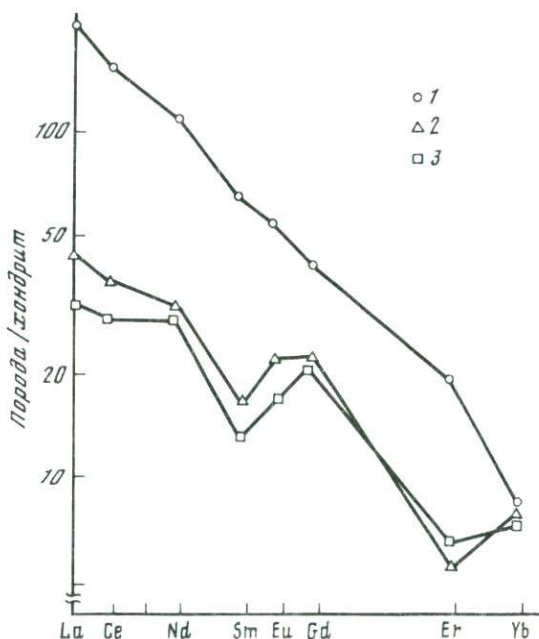


Рис. 37. Распределение РЗЭ в кайнотипных вулканитах хребта Ширшова  
1 — базанит; 2 — известково-щелочной базальт; 3 — островодужный толеит

ландии, щелочные лавы хребта Ширшова содержат в себе ксеногенные включения ультраосновных пород [9].

Суммируя вышеизложенный материал, необходимо отметить наличие ясно выраженной петрогеохимической зональности при переходе от северной части позднекайнозойского вулканического пояса (юг Корякского нагорья) к южной (Камчатский перешеек). В этом направлении увеличивается содержание  $K_2O$  в эффузивах, достигая максимума в шошонитовых лавах вулканогенного комплекса Камчатского перешейка. Нарастание калиевости сопровождается накоплением высокозарядных литофилов (ВЗЛ), однако содержания крупноионных литофилов (КИЛ) практически не изменяются.

Более того, содержания Sr в базальтах Камчатского перешейка меньше, чем в основных эффузивах Олюторской зоны. Последнее, однако, объясняется фракционированием близиквидусного кальциевого плагиоклаза из исходных расплавов, вызывающим резкое обогащение Sr образующихся базальтовых кумулятов. Для вулканитов Камчатского перешейка характерны пониженные отношения КИЛ/ВЗЛ и КИЛ/РЗЭ, а также резкое уменьшение отношений КИЛ/ВЗЛ (например,  $Ba/Zr$ ,  $Rb/Zr$ ,  $Rb/Y$ ) при дифференциации.

Несмотря на то что эффузивам южной и северной частей свойственны двойственные геохимические характеристики (одновременное обогащение КИЛ и ВЗЛ), указывающие, по мнению ряда авторов, на смешение двух мантийных источников [111, 153, 181], лавы Камчатского

перешейка обнаруживают аномально высокие содержания Zr и Y, указывающие на участие сильно обогащенного ВЗЛ мантийного субстрата. По концентрациям ВЗЛ северокамчатские эффузивы близки к калиевым орогенным вулканитам Центральной Италии ("низкокалиевая" серия районов Вульзини и Роккамонфина), связанным с плавлением метасоматически преобразованной (первично неистощенной субокеанической) мантии. Геохимическая неоднородность подчеркивается распределением РЗЭ. С севера на юг увеличиваются абсолютные концентрации РЗЭ и отношение  $(La/Yb)_N$ , т.е. происходит обогащение вулканитов лантаноидами цериевой группы.

#### ГЛАВА IV

### ГЛУБИННЫЕ КСЕНОЛИТЫ ИЗ ВУЛКАНИТОВ ОБРАМЛЕНИЯ КОМАНДОРСКОЙ КОТЛОВИНЫ

Установление строения и состава нижней части коры и верхней мантии, недоступных прямому геологическому изучению, традиционно проводится при исследовании глубинных ксенолитов, выносимых на поверхность при вулканических извержениях. Наиболее разнообразные ассоциации отторженцев мантийного и нижнекорового вещества обнаружены в продуктах щелочно-базальтоидного и кимберлитового магматизма. В известково-щелочных вулканитах в основном присутствуют коровые нодулы — породы гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма, габбронды, гранитоиды, метабазиты и метасадочные породы. Находки ультрамафических включений довольно редки и представлены либо амфиболсодержащими шпинелевыми перидотитами и пироксенитами, либо дунит-гарцибургитовой ассоциацией [41, 95, 173].

Большое количество разнообразных мантийных и коровых ксенолитов содержится в эффузивах вулканогенного комплекса.

Ассоциации ксенолитов обнаруживают определенную латеральную изменчивость. В пределах северного сектора вулканического пояса обрамления Командорской котловины резко преобладают отторженцы мафической коры и верхней мантии. В среднем течении р. Апукваям (Апукский хребет) в плагиофировых андезитах недислоцированного комплекса встречены ксенолиты габброидов, диабазов, метабазитов, кремней, а также включения троктолитов и гранат-плагиоклаз-клинопироксеновые нодулы. Первая группа включений представляет образования кремнисто-вулканогенной ватынской серии альба—кампа, отвечающей меловой океанической коре [11]. Эклогитоподобные нодулы, вероятно, относятся к мантийному субстрату. В среднем течении р. Ачайваям ксенолиты представлены амфиболитами, пироксенитами и габброидами. В районе Пахачинского хребта, помимо ксенолитов, представляющих меловую кремнисто-вулканогенную ассоциацию (диабазы, базальты, кремни), встречены включения пироксенсодержащих плагиоклазитов, пироксенитов, серпентинитов, диоритоид-

дов, а также альбит-эпидот-хлоритовых и тальк-серпентин-тремолитовых пород.

В бассейне р. Вывенка и в районе Камчатского перешейка среди включений в лавах вулканогенного комплекса преобладают гранитоиды, метатерригенные породы и породы, метаморфизованные в гранулитовой фации. В подчиненном количестве встречены породы основного состава (габброиды, диабазы). В банакитах низовьев р. Белой встречены единичные включения амфиболитов и кварцевых песчаников. Такой набор пород типичен для сиалической коры, сопоставимой со зрелой континентальной корой докембрия Монголии, Австралии и Японии [32, 154].

Представителями верхней мантии южной части вулканического пояса обрамления Командорской котловины являются включения дунитов, гарцбургитов, пироксенитов и шпинелевых перидотитов, в целом достаточно типичные для зрелых островодужных структур [41].

Наиболее яркими представителями континентальной коры Северной Камчатки являются породы гранулитовой фации метаморфизма. Типичными мантийными ксенолитами, отражающими состав верхней мантии региона, являются шпинелевые лерцолиты из кайнотипных базанитов хребта Ширшова. Остановимся подробнее на характеристике этих образований.

#### КСЕНОЛИТЫ ПОРОД ГРАНУЛИТОВОЙ ФАЦИИ МЕТАМОРФИЗМА

Ксенолиты пород гранулитовой фации метаморфизма встречены в андезитобазальтах вулканогенного комплекса бассейна р. Вывенка. На правом берегу р. Вывенка (междуречье Ипихляутваям — Николаевка) эти эффузивы образуют лавовый купол, являющийся частью небольшого вулканического центра, вероятно, ранчетвертичного возраста. Местонахождение центра фиксируется экструзией крупнопорфировых андезитов, а также рядом морфологических признаков (веерная отдельность лав, грубообломочные брекчии и т.д.). Вмещающие ксенолиты андезитобазальты (обр. 72/86, см. табл. 24) имеют плагиоклаз-двупироксеновый парагенезис вкрапленников и по химизму относятся к промежуточной между островодужными толеитовыми и известково-щелочными сериями ассоциации (см. гл. III).

Включения пород гранулитовой фации метаморфизма, занимающие до 20% объема лавы, имеют размер 1—8 см и характеризуются округлой или угловатой со сглаженными контурами формой. Породы представлены мелко- и среднезернистыми разновидностями. Гнейсовидная текстура не выражена, что может быть связано как с первичными текстурными особенностями пород, так и с воздействием на нее высокотемпературного базальтоидного расплава [98, 154].

Наиболее распространенным парагенезисом включений является ассоциация двух пироксенов с плагиоклазом, кварцем и рудным минералом. В большинстве ксенолитов присутствует калиевый полевой шпат, образующий самостоятельные ксеноморфные выделения и вроски в плагиоклазовых зернах. В отдельных ксенолитах встре-

Таблица 42. Состав ортопироксенов из ксенолитов пород гранулитовой фации и вмещающих андезитобазальтов

Компонент	1ц	1цк	1к	2ц	3к	4ц
SiO <sub>2</sub>	53,05	53,06	52,43	53,32	52,91	52,77
TiO <sub>2</sub>	0,23	0,26	0,24	0,22	0,23	0,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,97	0,90	0,93	0,97	0,98	0,89
FeO	19,51	20,05	19,45	19,00	19,52	19,62
MnO	0,87	0,95	0,86	0,83	0,86	0,95
MgO	23,41	23,22	23,56	23,78	22,52	22,40
CaO	1,22	1,26	1,23	1,29	1,34	1,31
Na <sub>2</sub> O	0,18	0,14	0,12	0,15	0,13	0,14
K <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00
Сумма	99,45	99,86	98,82	99,57	98,51	98,34
Si	1,970	1,968	1,960	1,971	1,982	1,982
Ti	0,007	0,009	0,007	0,007	0,009	0,009
Al <sup>IV</sup>	0,030	0,032	0,040	0,029	0,018	0,018
Al <sup>VI</sup>	0,014	0,008	0,000	0,015	0,027	0,023
Fe <sup>2+</sup>	0,604	0,619	0,609	0,587	0,615	0,616
Mn	0,029	0,031	0,029	0,024	0,031	0,032
Mg	1,293	1,280	1,315	1,311	1,277	1,254
Ca	0,047	0,051	0,047	0,051	0,052	0,052
Na	0,013	0,009	0,009	0,009	0,009	0,009
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Сумма	4,007	4,007	4,016	4,004	4,018	3,995
Fe/(Fe+Mg)	0,318	0,314	0,316	0,309	0,325	0,329
Ca/(Ca+Mg)	0,035	0,026	0,035	0,037	0,039	0,040

Примечание. 1—4 — из ксенолитов; 5—8 — из гломеропорфировых скоплений во вмещающем андезитобазальте.

чен ксеноморфный кальцит. В лавах также присутствуют кристаллы пироксенов и плагиоклаза, иногда окруженные короной из бурого стекла, пироксена и рудного минерала. По составу эти коронарные кристаллы идентичны минералам гранулитового парагенезиса и, возможно, представляют собой дезинтегрированные метаморфические породы.

Ортопироксены включений отвечают по составу гиперстену (табл. 42) и характеризуются несколько пониженными значениями железистости по сравнению с типичными гиперстенами пород гранулитовой фации метаморфизма (рис. 38). В них отмечены повышенные концентрации TiO<sub>2</sub> и CaO и пониженные Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (табл. 42). Подобные ортопироксены встречаются в гранулитовых ксенолитах, например в нодулях дупироксеновых гнейсов из андезитов Санин в Юго-Западной Японии [154] и в гранулитах из трахибазальта Китайского пика в Сьерра-Неваде [98]. Однако в этих случаях такие составы единичны, а преобладают низкотитанистые низкокальциевые глиноземистые гиперстены. В случае ксенолитов бассейна р. Вывенка такие различия

4к	5ц	5к	6ц	6к	7ц	8ц
52,05	54,05	52,49	53,92	53,73	53,80	53,78
0,23	0,19	0,21	0,14	0,18	0,20	0,16
0,90	0,78	1,81	0,68	1,21	0,94	0,83
19,42	16,22	18,07	16,26	16,81	16,61	17,04
0,90	0,66	0,73	0,65	0,60	0,63	0,68
21,79	24,83	23,34	25,33	24,89	25,09	24,53
1,36	1,38	1,28	1,25	1,28	1,04	1,27
0,15	0,12	0,13	0,13	0,10	0,13	0,14
0,02	0,00	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02
96,81	98,22	98,07	98,39	98,79	98,47	98,46
1,963	2,053	1,963	1,990	1,976	1,985	1,989
0,009	0,007	0,006	0,002	0,007	0,007	0,007
0,037	0,000	0,037	0,010	0,024	0,015	0,011
0,004	0,036	0,004	0,021	0,029	0,025	0,025
0,616	0,506	0,616	0,504	0,517	0,512	0,527
0,030	0,023	0,030	0,018	0,018	0,018	0,022
1,234	1,234	1,234	1,393	1,366	1,382	1,351
0,057	0,057	0,057	0,049	0,051	0,040	0,051
0,014	0,009	0,014	0,009	0,009	0,009	0,009
0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
3,993	3,925	3,989	3,996	3,997	3,993	3,992
0,333	0,291	0,333	0,266	0,274	0,270	0,281
0,044	0,044	0,044	0,034	0,036	0,028	0,036

ортопироксенов отсутствуют. На диаграмме (Al—2Ti) — (Ca—Ti) видно (рис. 39) различие этих двух типов ортопироксенов.

Первый низкотитанистый низкокальциевый тип ортопироксенов представлен минералами ксенолитов фации двупироксеновых гнейсов Монголии (вулкан Шаварын-Царам), Японии (вулкан Санин) и некоторыми гиперстенами ксенолитов Китайского пика в Сьерра-Неваде. Этот тип наиболее близок к пироксенам основных пород гранулитовой фации, прежде всего к двупироксеновым гнейсам и чарнокитам [32]. Составы ортопироксенов данных ксенолитов имеют аналоги среди пород выступов докембрийского фундамента в соответствующих регионах: гранулиты Шавырын-Царама — породы верхов амфиболитовой — низов гранулитовой фации северных склонов хребта Хан-Хухэй; гранулиты Санина — гнейсы метаморфических массивов Хида и Риоке и т.д.

Второй тип ортопироксенов представлен составами из ксенолитов бассейна р. Вывенка и пироксенами гранулитов Сьерра-Невады. Этот тип характеризуется повышенными концентрациями Са и Ti и в

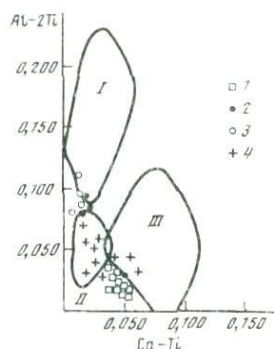
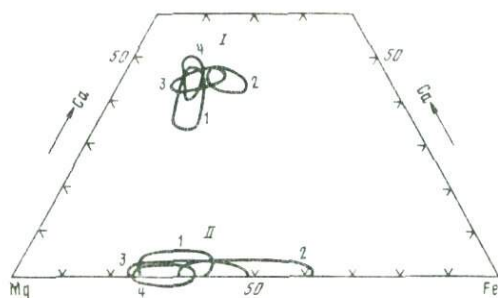


Рис. 38. Диаграмма Mg—Ca—Fe для моноклинных (I) и ромбических (II) пироксенов различных парагенезисов из ксенолитов гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма

1—4 — поля составов пироксенов: 1 — пород гранулитовой фации из вулканитов бассейна р. Вывенка, 2 — гранулитов из пирокластики вулкана Шаварын-Царам, Монголия [32], 3 — гранулитов из андезитов вулкана Санин, Юго-Западная Япония [154], 4 — амфибол-плагиоклаз-двупироксеновых пород из андезитов вулкана Итиномегата, Северо-Западная Япония [78]

Рис. 39. Соотношение Al, Ca и Ti в ортопироксенах из ксенолитов пород гранулитовой фации

I—III — поля составов ортопироксенов [154]: I — нодулей перидотитов и эклогитов, II — интрузивных перидотитов, III — базальтов и габбро; 1—4 — точки составов ортопироксенов: 1 — пород гранулитовой фации из вулканитов бассейна р. Вывенка, 2—4 — гранулитов (2 — из андезитов вулкана Санин, Япония [154], 3 — из пирокластики вулкана Шаварын-Царам, Монголия [32], 4 — из трахизабальтов Китайского Пика, Сьерра-Невада, США [98])

целом отличается от типичных ортопироксенов гранулитовой фации. По соотношению Ca, Al и Ti он является промежуточным между пироксенами толентовых базальтов и габбро и пироксенами интрузивных перидотитов (см. рис. 39). На диаграмме Mg—Ca—Fe (см. рис. 38) пироксены обоих типов из гранулитовых ксенолитов Южной Кореи, Монголии и Японии попадают на типичный гранулитовый тренд эволюции состава ортопироксенов. Таким образом, наблюдается близость составов ортопироксенов из ксенолитов бассейна р. Вывенка к ортопироксенам гранулитовых ксенолитов из вулканитов различных районов мира.

Клинопироксены представлены субкальциевыми диопсидами (табл. 43) несколько более магниезиальными, чем типичные клинопироксены гранулитовой фации. Однако для последних в целом характерны значительные вариации железистости — практически от 0 до 80% [23]. На диаграмме Mg—Ca—Fe (см. рис. 38) составы клинопироксенов из гранулитовых ксенолитов Японии, Монголии и Южной Кореи, а также из амфибол-плагиоклаз-пироксеновых нодулей Японии (вулкан Итиномегата) обнаруживают значительное сходство между собой и тяготеют к тренду эволюции клинопироксенов гранулитовой фации метаморфизма. Соотношение Ca и железистости (рис. 40) демонстрирует принадлежность клинопироксенов включений бассейна р. Вывенка к

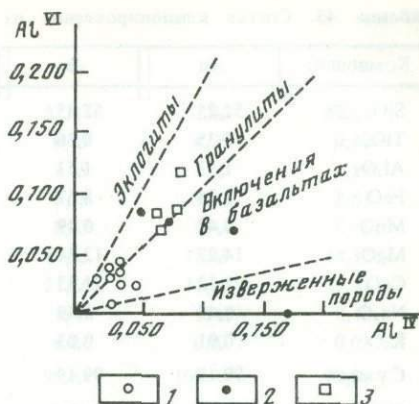
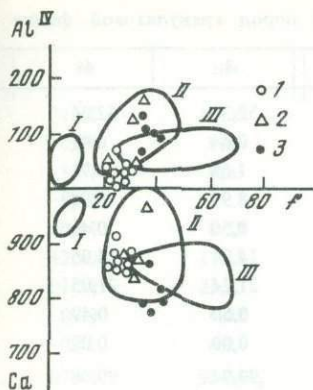


Рис. 40. Состав клинопироксенов из ксенолитов пород гранулитовой фации

I—III — поля составов клинопироксенов [32]: I — ультраосновных пород со шпинелью, II — двупироксен-плаггиоклазовых пород, III — двупироксеновых кварцсодержащих пород

1—3 — клинопироксены гранулитовых включений: 1 — юг Корякского нагорья, 2 — Юго-Западная Япония [154], 3 — Монголия [32]

$$f = \text{Fe}^{2+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}) \text{ ат. \%}$$

Рис. 41. Соотношение  $\text{Al}^{\text{VI}}$  и  $\text{Al}^{\text{IV}}$  в клинопироксенах из ксенолита пород гранулитовой фации

1—3 точки составов клинопироксенов: 1 — ксенолитов гранулитовой фации бассейна р. Вывенка, 2, 3 — гранулитов (2 — Юго-Западная Япония [154], 3 — Монголия [32])

типу, характерному для двупироксен-плаггиоклазовых и двупироксеновых кварцсодержащих пород. В то же время они характеризуются пониженными содержаниями  $\text{Al}^{\text{IV}}$ , несколько отличаясь по этому параметру от типичных гранулитовых клинопироксенов (рис. 41). По соотношению  $\text{Al}^{\text{VI}}$  и  $\text{Al}^{\text{IV}}$  (рис. 41) выделяются два крайних типа клинопироксенов: 1) обогащенных  $\text{Al}^{\text{VI}}$  и обедненных  $\text{Al}^{\text{IV}}$  и 2) обогащенных  $\text{Al}^{\text{IV}}$  и обедненных  $\text{Al}^{\text{VI}}$ .

Первый тип тяготеет к эклогитам и гранулитам, второй — к включениям в базальтах и изверженным породам. На диаграмме  $\text{Al}^{\text{VI}}-\text{Al}^{\text{IV}}$  (см. рис. 41) клинопироксены южнокорякских нодулей тяготеют к полю гранулитовых клинопироксенов (пять анализов). Три анализа попадают в поле включений в базальтах, что может быть следствием перераспределения компонентов при воздействии на ксенолиты высокотемпературного расплава. Такая же картина наблюдается в случае гранулитовых нодулей из андезитов Юго-Западной Японии, в которых встречаются клинопироксены, практически не содержащие Al в шестерной координации, что характерно для магматических образований [154]. В данном случае температурное воздействие фиксируется по появлению вторичных бурых стекол в контакте с клинопироксеном. Более того, клинопироксены из гранулитовых нодулей Японии и Сьерра-Невады содержат расплавные включения [98, 154].

Таблица 43. Состав клинопироксенов из ксенолитов пород гранулитовой фации

Компонент	1ц	2ц	3ц	4ц	4к
SiO <sub>2</sub>	52,25	52,45	52,34	52,30	52,36
TiO <sub>2</sub>	0,35	0,36	0,39	0,44	0,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,53	1,51	1,75	1,68	1,71
FeO	8,75	8,67	8,79	8,99	8,94
MnO	0,42	0,49	0,51	0,50	0,46
MgO	14,27	13,84	13,84	14,29	14,05
CaO	21,12	21,33	21,24	21,24	21,05
Na <sub>2</sub> O	0,49	0,49	0,52	0,50	0,49
K <sub>2</sub> O	0,01	0,03	0,01	0,00	0,02
Сумма	99,19	99,19	99,40	99,94	99,48
Si	1,963	1,970	1,965	1,952	1,963
Ti	0,009	0,009	0,011	0,011	0,011
Al <sup>IV</sup>	0,037	0,030	0,035	0,048	0,037
Al <sup>VI</sup>	0,031	0,038	0,042	0,028	0,040
Fe <sup>2+</sup>	0,273	0,273	0,275	0,280	0,279
Mn	0,013	0,016	0,011	0,016	0,016
Mg	0,800	0,776	0,776	0,796	0,782
Ca	0,849	0,857	0,853	0,848	0,843
Na	0,036	0,036	0,036	0,036	0,036
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Сумма	4,001	4,005	4,004	4,015	4,007
Fe/(Fe+Mg)	0,254	0,260	0,262	0,260	0,263
Ca/(Ca+Mg)	0,515	0,525	0,524	0,524	0,519

Примечание. 1—6 — клинопироксены ксенолитов; 7 — коронарный клинопироксен из дезинтегрированного ксенолита.

Расплавные включения в клинопироксенах южнокорякских нодулей были обнаружены Н.В. Бердниковым (личное сообщение, 1987 г.). Видимо, и в этом случае имеет место термальная переработка ксенолитов высокотемпературной андезитовой магмой в условиях промежуточной магматической камеры, обеспечивавшей достаточную длительность процесса. В целом наблюдается сходство состава клинопироксенов из гранулитовых включений юга Корякского нагорья, Юго-Западной Японии и амфибол-пироксен-плаггиоклазовых нодулей вулкана Итиномегата в Северо-Западной Японии.

Плаггиоклазы включений представлены лабрадорами (см. табл. 43), иногда содержащими вроски калиевого полевого шпата. Последний образует также отдельные выделения, отвечающие по составу микроклину ( $Op_{53}Ab_{47}$ ). Рудный минерал представлен титаномагнетитом (табл. 44).

Парагенезис двух пироксенов описанного состава с плаггиоклазом и калишпатом является критическим для гранулитовой фации метаморфизма [23]. Наличие в ксенолитах бассейна р. Вывенка такого парагенезиса и состав образующих его минералов позволяют отнести

5ц	5к	6ц	6к	7ц	7к
51,10	52,30	52,27	52,47	52,82	52,11
0,39	0,20	0,22	0,39	0,29	0,40
1,79	0,93	0,93	1,59	1,60	1,59
8,87	8,17	8,24	8,79	9,91	8,61
0,44	0,59	0,53	0,47	0,44	0,48
12,90	13,15	14,18	14,53	16,49	14,12
21,52	22,23	22,00	21,16	18,12	21,51
0,49	0,43	0,47	0,47	0,42	0,48
0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
97,48	98,03	98,86	99,81	100,01	99,31
1,958	1,990	1,973	2,932	1,956	1,956
0,011	0,007	0,007	0,012	0,09	0,011
0,041	0,010	0,014	0,074	0,044	0,044
0,042	0,031	0,027	0,000	0,027	0,028
0,283	0,261	0,261	0,276	0,307	0,271
0,014	0,018	0,016	0,016	0,013	0,016
0,737	0,746	0,796	0,840	0,910	0,789
0,882	0,906	0,889	0,645	0,719	0,864
0,037	0,027	0,036	0,037	0,027	0,036
0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
4,005	3,996	4,019	3,935	4,012	4,015
0,277	0,259	0,247	0,249	0,252	0,256
0,545	0,548	0,528	0,434	0,441	0,523

их к представителям гранулитовой фации, впервые установленным в юго-западной части Корякского нагорья. Учитывая петролого-геохимические особенности вмещающих эффузивов вулканогенного комплекса, рассмотренные в гл. II и III, и проявление в этом регионе миоценовых биотит-калишпатовых анатектических гранулоидов, можно предположить, что в конце неогена в юго-западной части Олюторской зоны уже существовала зрелая континентальная кора.

Оценка температурного режима формирования данных включений по минеральным термометрам дает несколько противоречивые результаты. Расчет температуры по двуполевошпатовому термометру Стормера—Уитни [171] дает значения 750—850°С, аналогичные полученным для гранулитовых нодулей Японии и Сьерра-Невады. В целом эти температуры соответствуют типичным для гранулитовой фации метаморфизма. Оценка температуры по двупироксеновому термометру [185] дает более высокие значения — 1000—1050°С, отвечающие уже магматическому процессу. Такие повышенные температуры получены за счет повышенных содержаний Mg в клинопироксенах. Учитывая факт нахождения в некоторых плагиоклазах и клинопироксенах ксе-

**Таблица 44.** Состав полевых шпатов и титаномагнетитов из ксенолитов пород гранулитовой фации и вмещающих андезитобазальтов

Компонент	1ц	1к	2ц	3к	3ц	3к
SiO <sub>2</sub>	52,89	53,85	53,27	55,23	55,84	55,78
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,05	0,08	0,01	0,04	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,75	27,64	28,25	27,20	26,14	26,92
FeO	0,48	0,42	0,00	0,01	0,43	0,37
MnO	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	12,35	11,35	11,91	10,59	9,75	10,19
Na <sub>2</sub> O	5,24	5,36	5,37	5,82	6,04	6,28
K <sub>2</sub> O	0,16	0,34	0,13	0,37	0,21	0,31
Сумма	99,94	99,18	99,30	99,23	98,45	99,94
Si	2,414	2,467	2,440	2,512	2,558	2,523
Ti	—	—	0,003	—	—	0,003
Al	1,542	1,492	1,526	1,460	1,410	1,436
Fe <sup>2+</sup>	0,019	0,016	—	—	0,016	0,013
Mn	—	—	—	—	—	—
Mg	—	—	—	—	—	—
Ca	0,603	0,564	0,584	0,516	0,479	0,495
Na	0,461	0,479	0,479	0,514	0,534	0,555
K	0,011	0,016	0,005	0,027	0,011	0,016
Сумма	5,050	5,034	5,037	5,029	5,008	5,036
Ан	56	53	55	49	47	46

Примечание. 1, 2 — плагиоклазы ксенолитов; 3—5 — плагиоклазы вмещающих андезитобазальтов; 6 — калиевый полевой шпат ксенолитов; 7—8 — титаномагнетит ксенолитов.

нолитов расплавных включений (личное сообщение Н.В. Бердникова, 1987 г.), можно предложить три альтернативных объяснения: 1) длительное воздействие на гранулитовый ксенолит высокотемпературного базальтоидного расплава, сопровождающееся частичным плавлением, перераспределением (диффузия при высоких температурах) компонентов в минералах и изменением текстурных характеристик; 2) наложение метаморфизма гранулитовой фации на первично-интрузивную породу среднего состава с консервацией магматических расплавных включений и частичным сохранением магматических текстур; 3) гранитизация первично-метаморфической породы в условиях гранулитовой фации с образованием гранито-гнейсов (чарнокитоидов), сохраняющих признаки как метаморфических, так и магматических образований.

К сожалению, имеющиеся данные не позволяют однозначно решить этот вопрос. Однако нужно отметить, что нахождение пород гранулитовой фации на Северной Камчатке имеет вполне определенное геотектоническое значение, а именно указывает на существование здесь в позднем кайнозое зрелой континентальной коры. Включения гранулитовой фации, вероятно, представляют нижние ее горизонты.

4ц	5ц	5к	6ц	7ц	7к	8ц
54,20	55,20	56,68	66,38	0,10	0,07	0,09
0,02	0,05	0,03	0,07	8,20	7,67	
18,18	27,40	26,24	19,17	1,08	1,18	1,08
0,39	0,42	0,39	0,32	87,21	87,30	87,51
0,00	0,02	0,00	0,00	0,51	0,59	0,53
0,00	0,00	0,00	0,02	0,94	1,15	0,95
11,65	10,72	9,44	0,00	0,00	0,01	0,02
5,49	5,96	6,34	4,92	0,23	0,22	0,27
0,27	0,18	0,39	8,76	0,00	0,01	0,00
100,21	99,95	95,52	99,66	98,28	98,60	98,12
2,454	2,501	2,569	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
1,507	1,464	1,400	—	—	—	—
0,016	0,016	0,016	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
0,556	0,520	0,458	—	—	—	—
0,479	0,552	0,555	—	—	—	—
0,016	0,011	0,022	—	—	—	—
5,028	5,034	5,015	—	—	—	—
53	49	44	—	—	—	—

Верхняя часть корового разреза может быть сложена амфиболитами и гранитоидами, как это устанавливается для Юго-Западной Японии [154]. Такие включения также встречены в позднекайнозойских лавах бассейна р. Вывенка и в высококальциевых андезитах Камчатского перешейка.

#### **ВКЛЮЧЕНИЯ ШПИНЕЛЕВЫХ ЛЕРЦОЛИТОВ В БАЗАНИТАХ ХРЕБТА ШИРШОВА**

В кайнотипных базанитах, драгированных с поверхности акустического фундамента хребта Ширшова, обнаружены включения шпинелевых лерцолитов, аналогичных шпинельсодержащим лерцолитовым ксенолитам мантийного генезиса, широко распространенным в щелочных базальтоидах континентальных и океанических рифтогенных структур.

Шпинелевые лерцолиты представлены четырехфазными породами, образующими мелкие (до 1—2 см) овальные обломки неправильной формы с грубозернистой равновесной мозаичной и гранобластовой структурами. Из-за небольших размеров структурно-текстурные особенности ксенолитов трудно интерпретировать, однако обогащение

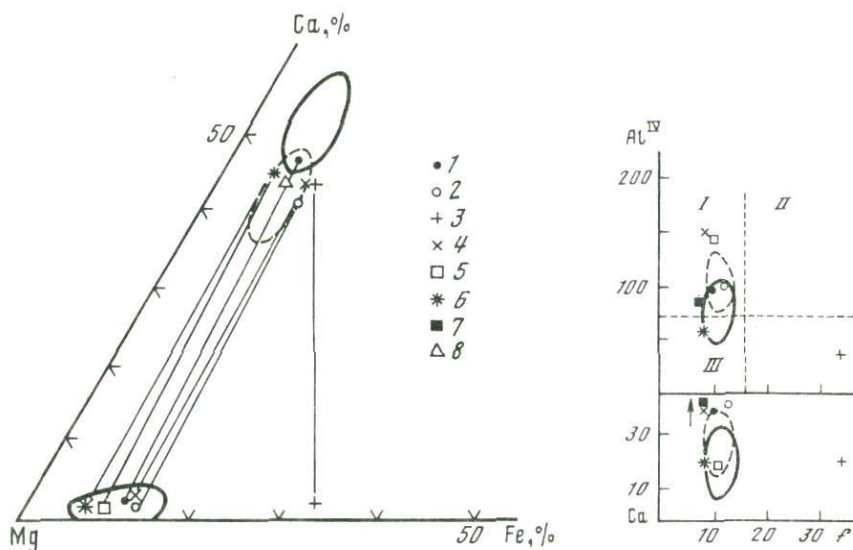


Рис. 42. Диаграмма Mg—Ca—Fe для пироксенов из шпинель-лерцолитовых ксенолитов в лавах различных геотектонических обстановок

Условные обозначения к рис. 42—45

1 — хребт Ширшова; 2 — бассейн р. Тарлашкин-Хем, Тува [34]; 3 — о-в Адак, Алеутская дуга [95, 179]; 4 — Приморье [73]; 5 — о-в Тасмания [179]; 6 — Срединно-Атлантический хребт [169]; 7 — Канарские острова [179]; 8 — о-в Нунивак, Аляска [105]

Рис. 43. Соотношение содержаний  $Al^{IV}$ , Ca и железистости в ортопироксенах из шпинель-лерцолитовых ксенолитов в лавах различных геотектонических обстановок

I—III — поля составов ортопироксенов: I — алюмоэнстатиты, II — алюмобронзиты, III — энстатиты

Условные обозначения см. на рис. 42

отдельных участков нодулей оливинам или пироксенами свидетельствует об их такситовом сложении. Наряду с ультраосновными включениями в базанитах отмечаются отдельные ксенокристаллы, отличающиеся по составу от аналогичных минералов фенокристового парогенезиса вмещающих эффузивов и несущие микроструктурные признаки взаимодействия с расплавом, выраженные реакционными каймами и коронами.

Оливин в шпинелевых лерцолитах хребта Ширшова характеризуется повышенной магнезиальностью ( $F_0=89,9$ ), что четко отличает его от более железистых фенокристаллов вмещающих щелочных базальтоидов ( $F_0=81\div 76$ ). По составу он аналогичен оливинам шпинелевых лерцолитов из щелочных базальтоидов различных геотектонических обстановок (табл. 45). Исключением является железистый оливин шпинелевых лерцолитов о-ва Адак в Алеутской дуге ( $F_0=82$ ). Однако в данном случае мы имеем дело с фрагментами амфиболсодержащей лерцолитовой мантии и с совсем обычными сложно эволюционировавшими продуктами ее плавления, представленными андезитами.

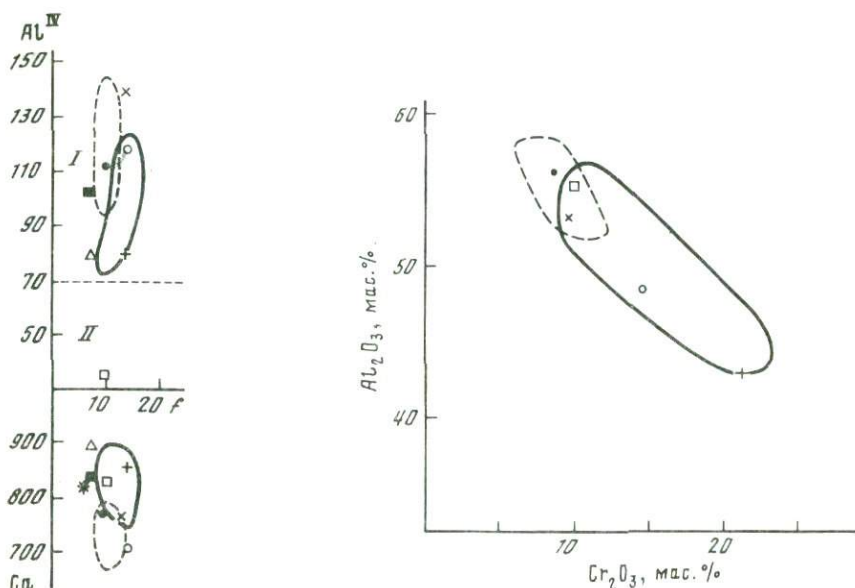


Рис. 44. Состав клинопироксенов из ксенолитов шпинелевых лерцолитов в лавах различных геотектонических обстановок

I, II — поля составов клинопироксенов: I — субкальциевых авгитов, II — субкальциевых диопсидов

Условные обозначения см. на рис. 42

Рис. 45. Состав шпинелей из ксенолитов шпинелевых лерцолитов в лавах различных геотектонических обстановок

Условные обозначения см. на рис. 42

Ортопироксен в ксенолитах хребта Ширшова имеет низкую железистость ( $f=9,7$  ат.%), повышенные содержания  $Al_2O_3$  (5,39 мас.%) и повышенную кальциевую составляющую (рис. 42). По составу он отвечает алюмоэнстатиту, аналогичному ромбическим пироксенам из шпинелевых лерцолитов Монголии, Тувы, Канарских островов и других регионов (рис. 43; см. табл. 45).

Клинопироксен шпинель-лерцолитового парагенезиса представлен субкальциевым магнизальным авгитом с повышенными концентрациями  $Cr_2O_3$  (0,90 мас.%). По содержанию  $Na_2O$  (см. табл. 45), достигающему 1,55 мас.%, он приближается к омфацит-авгиту.

По кальциевому и хромовому и по жадитовой составляющей клинопироксены шпинелевых лерцолитов хребта Ширшова сопоставимы с клинопироксенами ультрамафитовых мантийных ксенолитов мира, а по железистости приближаются к относительно более магнизальным ксенолитам Срединно-Атлантического хребта и Аляски (рис. 44; см. табл. 45).

Шпинель ксенолитов хребта Ширшова содержит пониженные концентрации  $Cr_2O_3$  (~ 9 мас.%) и повышенные  $Al_2O_3$  (56 мас.%). По составу она аналогична низкохромистым высокоглиноземистым

Таблица 45. Представительные составы минералов глубинных включений шпинельных герцолитов в даях подводного хребта Ширшова и разных геотектонических обстановок

Компонент	Подводный хребет Ширшова				Зона внутриконтинентального рифтогенеза, Тува, р. Тарлашкин-хем			
	Базаниты				Лампрофиры			
	Ол	РП	МП	Шп	Ол	РП	МП	Шп
SiO <sub>2</sub>	40,78	54,28	51,69	0,19	39,89	53,78	51,43	—
TiO <sub>2</sub>	—	0,10	0,44	0,32	—	0,09	0,41	0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	5,39	6,77	56,39	—	4,51	7,03	47,77
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,37	0,90	9,34	0,34	0,072	0,53	1,16	16,25
FeO	9,65	5,98	3,07	12,53	12,75	7,90	4,16	15,59
MnO	—	—	—	—	0,15	0,15	0,10	0,17
MgO	47,96	31,06	14,81	18,68	45,90	30,69	14,74	17,41
CaO	—	0,98	19,48	—	0,07	1,01	17,82	—
Na <sub>2</sub> O	—	0,14	1,55	—	—	0,17	2,12	—
Сумма	98,38	98,31	98,70	97,44	98,84	98,83	98,97	97,42
Si	1,012	1,903	1,890	0,05	1,003	1,898	1,882	—
Ti	—	0,003	0,012	0,006	—	0,002	0,011	0,005
Al <sup>IV</sup>	—	-0,97	0,110	—	—	0,102	0,118	—
ΣAl	—	—	—	1,773	—	—	—	1,573
Al <sup>VI</sup>	—	0,126	0,182	—	—	0,086	0,185	—
Cr	—	0,010	0,026	0,197	0,001	0,015	0,034	0,359
Fe <sup>2+</sup>	0,200	0,175	0,094	0,279	0,268	0,233	0,127	0,364
Mn	—	—	—	—	0,003	0,005	0,003	0,004
Mg	1,775	1,623	0,808	0,743	1,720	1,614	0,804	0,725
Ca	—	0,037	0,763	—	0,002	0,038	0,699	—
Na	—	0,009	0,110	—	0,012	0,150	—	—

шпинелям Монголии, Приморья и Тасмании и в то же время отлична от шпинелей нодулей Тувы и Срединно-Атлантического хребта, характеризующихся обратными соотношениями Cr и Al (рис. 45; см. табл. 45).

Анализ минералогии изученных ксенолитов показывает, что они полностью аналогичны герцолитовым включениям из рифтогенных щелочных базальтоидов как смежных регионов (Приморье, Аляска), так и более удаленных щелочно-базальтоидных провинций. Для вулканитов зоны перехода океан—континент герцолитовые нодулы не характерны, а в имеющихся находках и состав минералов (повышенная железистость), и их парагенезис (присутствие высокобарических водосодержащих фаз) четко отличает их от нодулей рифтогенных структур. Таковы шпинелевые герцолиты ксеногенных включений Алеутской дуги, обнаруженные в андезитах о-ва Адак [95]. Они представлены ультрамафитами с повышенной железистостью и по всем характеристикам сопоставимы с серией мантийных ксенолитов Монголии, однако в отличие от последних содержат паргаситовую роговую обманку. Такая же ситуация наблюдается в

Зоны окраино-континентального рифтогенеза									
Приморье, вулкан Борисовский Щелочные базальты [73]				Тасмания Щелочные базальты [179]			Аляска, о-в Нунивак Щелочные базальты [105]		
О.1	РП	МП	Шп	О.1	РП	МП	Шп	МП	
41,12	52,99	51,74	—	40,8	54,8	50,9	52,95	—	
0,10	0,12	0,55	0,24	—	0,14	0,56	0,24	0,05	
0,65	5,65	7,46	53,15	—	3,8	0,72	54,4	2,94	
—	0,38	0,60	10,52	—	0,29	6,0	10,4	0,74	
8,54	6,23	4,18	13,59	10,0	6,8	3,0	12,0	2,58	
0,16	0,16	0,10	0,11	0,3	0,2	0,3	0,3	0,06	
48,33	32,24	15,08	21,89	48,2	34,0	15,5	20,5	17,54	
0,52	1,32	19,87	—	—	0,54	20,6	—	22,91	
—	0,30	1,0	—	—	0,06	1,7 <sup>d</sup>	—	0,41	
99,44	99,48	100,68	99,95	99,3	100,69	99,3	—	100,18	
1,010	1,851	1,861	—	1,007	1,855	1,902	—	1,921	
—	0,002	0,015	0,005	—	0,002	0,018	0,005	0,001	
—	0,149	0,139	—	—	0,145	0,031	—	0,079	
—	—	—	1,631	—	—	1,715	—	—	
—	0,082	0,179	—	—	0,005	—	—	0,047	
—	0,011	0,017	0,216	—	0,081	0,175	0,218	0,021	
0,177	0,180	0,125	0,295	0,206	0,193	0,094	0,268	0,078	
00,003	0,004	0,002	0,002	0,006	0,006	0,009	0,006	0,002	
1,796	1,679	0,807	0,852	1,773	1,715	0,862	0,816	0,949	
—	0,048	0,764	—	—	0,018	0,824	—	0,891	
—	0,021	0,069	—	—	0,008	0,121	—	0,029	

паргаситсодержащих лерцолитовых включениях из андезитов вулкана Итиномегата Северо-Западной Японии [173].

Шпинелевые лерцолиты хребта Ширшова однозначно трактуются в качестве ксеногенных, так как состав минералов, общих с вмещающими базанитами, оказывается различным (см. табл. 45). Эти отличия фиксируются не только по железистости оливинов и клинопироксенов, которая во включениях не превышает 10 ат.%. Они также обнаруживаются в различных концентрациях  $TiO_2$  в том и другом случае (0,44 и 3,88 мас.% соответственно) и в содержании  $Na_2O$  (1,55 и 0,66 мас.%). При возможной трактовке включений как гомогенных указанные соотношения щелочности должны быть обратными.

Состав минералов типичного ультраосновного парагенезиса и сходство с ультрамафитовыми мантийными ксенолитами различных эталонов мира позволяют рассматривать охарактеризованные включения шпинелевых лерцолитов в базанитах как фрагменты вещества верхней мантии под хребтом Ширшова.

Учитывая установленные различные скорости транспортировки

Таблица 45 (окончание)

Компонент	Островные дуги					Срединно-океанический хребет		
	Алеутская дуга, о-в Адак					Срединно-Атлантический хребет, экваториальная часть		
	Известково-щелочные андезиты [95]					Базанитоиды [169]		
	<i>O<sub>1</sub></i>	<i>PII</i>	<i>MII</i>	<i>ШII</i>	<i>Амф</i>	<i>PII</i>	<i>MII</i>	<i>ШII</i>
SiO <sub>2</sub>	39,21	52,44	52,59	0,47	41,72	56,4	53,0	—
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,11	0,20	0,17	1,51	0,05	0,06	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,92	2,44	7,33	12,49	2,12	3,03	46,6
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,0	0,98	39,72	0,06	0,42	2,0	22,9
FeO	16,89	21,0	4,70	43,32	10,55	5,95	2,20	12,13
MnO	0,43	2,03	0,17	0,36	0,13	0,14	0,09	0,15
MgO	43,21	22,61	16,25	6,37	15,89	34,7	16,8	18,1
CaO	0,10	0,51	21,84	0,08	11,47	0,65	22,3	—
Na <sub>2</sub> O	—	0,02	0,39	—	2,90	0,05	1,03	—
Сумма	99,01	99,64	99,56	99,82	97,72	100,5	99,5	99,9
Si	0,996	1,965	1,922	0,018	6,132	1,937	1,933	—
Ti	—	0,002	0,006	0,033	0,168	0,002	0,002	—
Al <sup>IV</sup>	0,035	0,078	—	1,868	0,063	0,063	0,067	—
ΣAl	—	—	0,317	—	—	—	—	1,496
Al <sup>VI</sup>	0,086	0,027	—	0,305	—	0,024	0,060	—
Cr	—	—	0,057	1,150	0,018	0,012	0,031	0,494
Fe <sup>2+</sup>	0,359	0,658	0,143	1,329	1,308	0,169	0,068	0,275
Mn	0,009	0,063	0,006	0,013	0,009	0,002	0,002	0,005
Mg	1,636	1,264	0,883	0,350	3,481	1,776	0,914	0,735
Ca	0,003	0,020	0,854	0,004	1,811	0,023	0,872	—
Na	—	—	0,013	—	0,415	0,004	0,070	—

ультраосновных ксенолитов вмещающими расплавами, можно рассматривать эти фрагменты как закаленные образцы, в которых сохранилась равновесная мантийная система, отвечающая *P-T*-условиям тех глубинных уровней, с которых были извлечены соответствующие породы. Это, в свою очередь, дает возможность реконструировать литологию и температурный режим литосферы в области генерации щелочно-базальтоидных магм хребта Ширшова. Расчет температуры равновесия шпинель-лерцолитового парагенезиса в ксенолитах этого региона по усовершенствованному Л.Л. Перчуком двупироксеновому геотермометру для глубинных перидотитов [47], учитывающему корреляцию между кальциевостью пироксенов и температурой, дает оценки в 1150°С. Использование с этой целью другой методики — двупироксенового геотермобарометра Т. Гаспарика, основанного на изучении равновесия алюминиевой составляющей в орто- и клинопироксенах по новым экспериментальным данным для системы CaO—MgO—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub> [109], приводит к более высоким температурным оценкам, равным 1300°С. Однако первая цифра представляется более реальной, так как она повторяется при проверке другими геотермометрами, в частности эмпирическим "энстатитовым геотермометром" Бойда—Никсона [85].

Давление рассчитывалось по содержанию  $Al_2O_3$  в пироксенах двумя способами: 1) по глиноземистости ортопироксена на  $P$ - $T$ -диаграмме для шпинельных и гранатовых лерцолитов [48] и 2) по алюминевой составляющей в клино- ( $X_{CaTs}-Al/2$ )<sup>1</sup> и ортопироксене ( $X_{MgTs}=Al/2$ )<sup>2</sup>, а также по содержанию энстатитового компонента в клинопироксене ( $X_{En}=1-Ca$ ) [109]. В обоих случаях получены близкие результаты, оценивающие  $P$  в 18—20 кбар.

Таким образом, парагенетический анализ и термобарометрические расчеты устанавливают принадлежность изученных ультрамафитовых ксенолитов к шпинель-пироксеновой фации глубинности в верхней мантии [21] и показывают, что на глубине примерно 30 км верхняя мантия под хребтом Ширшова сложена шпинельными лерцолитами.

Сравнение с ксенолитами разных геотектонических обстановок свидетельствует о том, что аналогичный неистощенный тип шпинель-лерцолитовой верхней мантии встречается на начальных этапах внутриконтинентального рифтогенеза и в рифтогенных структурах растяжения на континентальных окраинах. Он существенным образом отличается от истощенного дунит-гарцбургитового и обводненного шпинель-лерцолитового и шпинель-пироксенитового типов мантии, устанавливаемых по глубинным включениям в лавах островодужных структур, в частности Камчатки [41] и Алеутской дуги [95].

## ГЛАВА V

### УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ВОЗМОЖНЫЕ ИСТОЧНИКИ ПЕРВИЧНЫХ РАСПЛАВОВ

Вопросы происхождения андезитовых серий относятся к числу фундаментальных проблем, связанных с ростом континентов и эволюцией литосферы в зонах перехода океан—континент. Многоплановость и сложность геологических процессов на конвергентных границах литосферных плит приводит к появлению крайне разнообразных ассоциаций горных пород, среди которых основной удельный вес имеют вулканические серии, содержащие породы среднего состава.

Наиболее важными представляются следующие три аспекта андезитовой проблемы: 1) определение физико-химических условий генерации известково-щелочных магм; 2) установление петрогенетических процессов (кристаллизационная дифференциация, смешение магм, контаминация силикатическим веществом, ликвация и т.д.), приводящих к образованию андезитов; 3) идентификация возможных мантийных и коровых источников, участвующих в петрогенезисе.

По первым двум направлениям существуют экспериментальные

<sup>1</sup>  $X_{CaTs}$  — содержание кальциевой молекулы Чермака.

<sup>2</sup>  $X_{MgTs}$  — содержание магниевой молекулы Чермака.

и теоретические исследования, позволяющие достаточно уверенно решать ряд вопросов, связанных с петрологией андезитов. Но подавляющее большинство этих работ в качестве исходной предполагает базальтовую магму. Более кислые породы известково-щелочных серий, таким образом, являются вторичными. Однако в случае некоторых андезитовых ассоциаций существуют геологические, петрологические и геохимические показатели, не позволяющие принять базальтовую магму в качестве исходной. Наиболее ярким примером несоответствий служат экспериментальные работы, доказавшие отсутствие оливина на ликвидусе примитивных высокоглиноземистых базальтов (предполагаемая первичная магма) в широком диапазоне давлений [87, 128], в то время как именно фракционирование оливина доминирует в процессе эволюции расплавов мантийного генезиса. Более того, только составы с оливиновым контролем [167] могут рассматриваться как производные мантийного субстрата. Гипотезы о коровом происхождении андезитов далеко не всегда соответствуют имеющимся петролого-геохимическим данным.

Выше было показано, что среди вулканитов северного обрамления Командорской котловины резко преобладают геохимически примитивные андезиты с оливин-бронзитовым парагенезисом вкрапленников. Они обнаруживают целый ряд свойств, сближающих их с высокомагнезиальными андезитами — продуктами прямого плавления мантийного субстрата. Детальное изучение этих пород может пролить свет на некоторые вопросы происхождения самостоятельных андезитовых расплавов.

#### **ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ ПЕРВИЧНЫХ АНДЕЗИТОВЫХ РАСПЛАВОВ**

Объектом для изучения физико-химических условий кристаллизации известково-щелочного расплава были выбраны андезиты (обр. 28/83 и 137/83), входящие в состав соответственно вулканогенно-обломочного и вулканогенного комплексов Пахачинского хребта. Андезиты представлены порфировыми лавами с содержанием вкрапленников до 20% объема породы. Во вкрапленниках присутствуют лабрадор-битовнитовый плагиоклаз, бронзит, диопсид, оливин и титаномагнетит (табл. 46). Для всех минералов фенокристового парагенезиса характерно полное отсутствие вторичных изменений.

Определение физико-химических условий образования вулканических пород было проведено на основании детального изучения минералов и включений минералообразующих сред в описанных образцах андезитов. Расплавные включения служат высокоточными показателями температуры кристаллизации вулканитов, особенно если речь идет о практически неизменных позднекайнозойских эффузивах [63, 164].

Эксперименты по гомогенизации расплавных включений в плагиоклазах и ортопироксенах проводились в лаборатории минералогии ИГиГ СО АН СССР под руководством И.Т. Бакуменко. Опыты были выполнены в микротермокамере с силитовым нагревательным

стержнем. В процессе опытов в полученные результаты вводилась поправка на вертикальный термоградиент в исследуемых препаратах. Чтобы избежать завышения температур гомогенизации, скорость нагрева не превышала  $5^{\circ}\text{C}/\text{мин}$ . Составы закалочных стекол, минералов-узников и минералов-хозяев проанализированы на рентгено-спектральном микроанализаторе JXA-5A (оператор Л.В. Усова).

Магматические включения в минералах андезитов Пахачинского хребта довольно разнообразны. В плагиоклазах распространены обычно стекловатые двухфазные (стекло + газ) включения, реже встречаются многофазные (стекло + кристаллическая фаза + газ). В ортопироксенах резко преобладает первый тип. В опытах использованы включения, расположенные в центральной части крупных фенокристаллов, а приуроченные к дислокациям внутри кристаллов, к внешним зонам, трещинам, коррозионным границам трактовались как вторичные и из рассмотрения исключались.

Результаты экспериментов по гомогенизации приведены в табл. 47. Определенные нами температуры хорошо согласуются с полученными ранее температурами кристаллизации вкрапленников двупироксеновых андезитов, а также с расчетами магматических "геоигрометров", основанных на равновесных соотношениях андезитовых и дацитовых расплавов с кристаллизующимися из них минералами [149]. Для уточнения и проверки результатов опытов по проанализированным на микрозонде минералам-хозяевам были рассчитаны геотермометры — анортитовый Д. Глазнера [114] и плагиоклазовый М. Дрейка [100]. В первом случае сходимость результатов эксперимента с расчетами хорошая и основное число опытов обнаруживает лишь маленькое расхождение. В случае термометра Дрейка картина менее четкая. Это может быть связано с тем, что он основан на соотношении анортитовой и альбитовой составляющих в плагиоклазе без учета диффузии Na в андезитовом расплаве, которая при высоких температурах и достаточной длительности процесса может быть значительной [147]. В то же время геотермометр Глазнера базируется на изменении активности только кальциевой составляющей, что с учетом малой подвижности  $\text{Ca}^{2+}$  даже при субликвидусных температурах делает его более точным. Кроме плагиоклазовых термометров, по составам сосуществующих пироксенов из изученных образцов был рассчитан двупироксеновый термометр [185], давший интервал температур кристаллизации  $1220\text{--}1250^{\circ}\text{C}$ , что совпадает с экспериментальными данными. Для контроля по химическому составу изученных образцов были рассчитаны температуры кристаллизации плагиоклаза с использованием уравнения регрессии, предложенного В.А. Кутолиным [43]:  $T_{\text{крист}} \text{Pl} = 1144,7^{\circ}\text{C} - 136,26 \text{ MnO} - 19,23 \text{ TiO}_2 + 7,41 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 1,04 \text{ FeO}$ . Оценки  $T_{\text{крист}} = 1230\div 1260^{\circ}\text{C}$  для плагиоклаза фенокристового парагенезиса совпадают с температурами, рассчитанными по минеральным геотермометрам и полученными в опытах.

Анализ химизма закалочных стекол во включениях показывает, что основной тенденцией здесь является обособление ультракислых низкощелочных стекол. Среди кристаллических фаз во включениях встречены плагиоклазы, титаномagnetит и ульвошпинель (см. табл. 46),

Таблица 46. Состав вкрапленников и магматических включений в них

Проанализированные фазы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
Андезит 137/83				
Пл—хозяин	46,77	0,00	32,21	0,45
Пл—узник	56,41	0,01	25,23	0,84
Пл—узник	56,03	0,00	25,71	0,60
Стекло	46,02	0,85	18,42	0,86
Пл—хозяин	51,54	0,01	29,05	0,59
Стекло	63,60	0,04	21,70	0,96
РП—хозяин	53,76	0,28	1,72	15,65
Стекло I	75,24	0,35	17,29	0,88
Стекло II	71,37	0,29	16,90	0,92
РП—хозяин	53,15	0,25	1,51	15,01
ТМ—узник	0,58	7,60	5,13	75,42
Андезит 28/83				
Пл—хозяин	56,24	0,00	27,76	0,29
Стекло	77,32	0,44	11,89	1,56
Пл—хозяин	54,75	0,00	28,87	0,32
Стекло	75,81	0,49	12,97	1,59
Пл—хозяин	53,56	0,00	29,99	0,30
Стекло	78,89	0,40	11,61	1,42
Пл—хозяин	50,89	0,00	31,60	0,39
Стекло	71,62	0,45	18,48	1,63
РП—хозяин	54,56	0,17	0,54	18,82
Стекло I	48,74	1,85	6,35	8,10
Стекло II	72,82	0,66	18,40	1,12
РП—хозяин	54,55	0,14	0,39	19,12
УШ—узник	0,97	32,4	0,66	61,44
Стекло	79,8	30,71	14,44	1,28

отражающие кристаллизационную дифференциацию внутри вакуоли. Формирование ультракислых стекол, видимо, отражает глубокую дифференциацию исходного расплава, происходившую в достаточно глубинном магматическом очаге в интервале субликвидусных температур [36]. Подобный процесс в целом характерен для орогенных магм, однако остаточные стекла в эффузивах юга Корякского нагорья значительно менее щелочные по сравнению с таковыми из вулканитов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг (табл. 48). Дальнейшая дифференциация выразилась в кристаллизации фенокristов пироксена, плагиоклаза и оливина, и далее при излиянии на поверхность произошли быстрое охлаждение и закалка, фиксируемая дендритовидными выделениями в основной массе.

Одним из ключевых вопросов о петрогенезисе вулканических пород является вопрос об участии флюида в магматическом процессе и его составе. Традиционно появление андезитов связывается с

MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма
0,00	0,09	17,51	1,64	0,02	98,68
0,00	0,17	9,33	5,50	0,42	97,90
0,04	0,17	9,20	4,01	0,27	96,03
0,03	0,22	9,72	7,10	0,58	83,80
0,03	0,09	12,53	3,40	0,10	97,34
0,00	0,10	4,64	7,94	0,86	99,85
0,44	25,8	1,55	0,07	0,00	99,23
0,00	0,43	1,86	0,11	0,32	96,45
0,13	0,16	1,91	0,82	1,19	93,68
0,25	25,9	1,76	0,07	0,00	97,75
0,26	3,16	0,11	0,00	0,00	92,27
0,00	0,00	10,80	5,82	0,21	101,72
0,04	0,36	1,12	2,89	28,7	98,49
0,00	0,00	8,64	5,17	0,13	98,87
0,05	0,26	2,43	3,47	3,32	99,40
0,00	0,00	10,01	5,28	0,14	99,28
0,02	0,19	1,69	3,32	2,29	99,83
0,00	0,00	13,59	3,64	0,07	100,17
0,05	0,22	2,83	2,36	1,95	99,58
0,70	24,4	0,92	0,02	0,00	100,15
0,30	14,2	19,88	0,25	0,01	99,66
0,01	0,14	2,33	1,65	2,45	99,57
0,91	24,2	0,99	0,00	0,00	100,26
0,45	1,28	0,14	Не опр.	Не опр.	97,29
0,02	0,09	1,38	1,18	2,71	101,63

водонасыщенными условиями магмагенерации и кристаллизации [111, 132]. В.С. Соболев в ряде работе [60, 61] последовательно проводил мысль о незначительной роли воды в андезитовых расплавах. Позднее это предположение было подтверждено при термодинамическом анализе соответствующих физико-химических систем [29], в экспериментах [92, 174] и при прямом изучении расплавных и флюидных включений [36, 164]. Необходимо еще раз подчеркнуть, что речь идет о высокотемпературных андезитовых расплавах, дающих при дифференциации двупироксеновые андезиты и дациты. На юге Корякского нагорья высокие температуры кристаллизации субликвидусных фаз (1210—1385°C) андезитов, отсутствие амфибола как среди вкрапленников, так и среди минералов-узников, близкие к 100% суммы анализов стекол во включениях (см. табл. 46) исключают существенное участие воды при генерации исходных магм.

Для оценки концентрации воды в первичном расплаве был исполь-

Таблица 47. Температуры гомогенизации (в°С) расплавных включений во вкрапленниках двупироксеновых андезитов

Местонахождение	Плагиоклаз	Ортопироксен	Клинопироксен
Пахачинский хребет, обр. 137/83	1210—1295	>1300	—
обр. 28/83	1230—1385	—	—
Хайрюзовский массив, Камчатка	1200—1280	>1400	1190—1300
Вулкан Авачинский, Камчатка	1160—1340	—	1200—1250
Вулкан Менделеева, о-в Кунашир	1290—1380	—	—
Вулкан Безымянный, Камчатка	1345—1350	—	—
Вулкан Карымский, Камчатка	1280—1340	—	—

зован метод Харриса—Андерсона, основанный на модели растворения  $H_2O$  в магматическом расплаве У. Бернема [116]. Ранее было показано, что давление газа при насыщении растет с увеличением концентраций  $SiO_2$  в стекле включений. Исходя из этого, давление чистых водных паров при насыщении может быть вычислено по уравнению  $P_{H_2O} = (SiO_2 - 48,5) \cdot 1,45 \cdot 10^7$  Па. В уравнение вводятся графические поправки на растворимость молекулярной воды в силикатных расплавах при низких давлениях.

Для расчета  $P_{H_2O}$  в расплаве, близком к первичному, необходимо знать состав стекол, отвечающих этому расплаву. В изученных нами

Таблица 48. Состав остаточных стекол из включений в минералах и основной массе вулканитов островных дуг и континентальных окраин

Компонент	1	2	3	4
$SiO_2$	73,71	76,49	71,07	74,3
$TiO_2$	0,32	0,50	0,57	0,1
$Al_2O_3$	17,10	13,88	14,06	13,3
$FeO$	0,90	1,50	2,77	0,3
$MnO$	0,07	0,04	0,03	—
$MgO$	0,30	0,22	0,43	0,0
$CaO$	1,89	1,89	3,21	0,9
$Na_2O$	0,47	2,64	2,07	3,8
$K_2O$	0,76	2,63	2,14	4,8
Сумма	95,12	99,79	96,35	97,5
п	2	4	4	1

Примечание. 1—3 — Пахачинский хребет: 1 — включения в плагиоклазе и ромбическом пироксене, андезит, обр. 137/83, 2 — включения в плагиоклазах и ромбических пироксенах, андезит, обр. 28/83, 3 — стекло в основной массе дацитов; 4 — включения в олигоклазе, дацит Таухара, Новая Зеландия; 5 — включения в лабрадоре, андезит Гваделупы, Малые Антилы; 6 — включения в

образцах все стекла в той или иной степени дифференцированы. Поэтому для определения состава исходного расплава были применены графические методы [183]. В основе этого подхода лежат следующие предложения: 1) включенные в кристалл минералообразующие среды представляют собой реально существовавшие расплавы; 2) диффузия через кристалл пренебрежительно мала и не изменяет состав включений.

Для анализа были взяты тройные системы, включающие компоненты, которые содержатся в исследованных минералах. В тройной системе  $Al_2O_3-CaO-MgO$  фигуративная точка состава гипотетического исходного расплава смещена в область обогащения  $Al_2O_3$  при андезитовых содержаниях  $CaO$  и  $MgO$ . Обогащение  $CaO$  фиксируется и в системе  $CaO-MgO-SiO_2$ . В то же время высокие концентрации кремнезема противоречат предположению о глиноземистом базитовом характере первичного расплава. Исходным был андезитовый расплав с  $tFeO/MgO = 1 \div 1,5$  и несколько повышенным содержанием  $Al_2O_3$ . Концентрации кремнезема варьировали от 54,5 до 56 мас. %.

Оценка давления водного флюида по описанному выше методу Харриса—Андерсона дает интервал  $P_{H_2O} = 0,9 \div 1,1$  кбар, что соответствует концентрации воды в расплаве не более 2 мас. %. При этом наиболее реальными выглядят цифры 1—1,5 мас. %  $H_2O$ . При дифференциации давление водного флюида росло и в кремнекислых андезитовых остаточных расплавах могло достигать 2 кбар. Однако оценки этого параметра в области концентраций  $SiO_2 > 56$  мас. % весьма приблизительны, что связано с целым рядом физико-химических факторов [115].

Маловодный характер первичных андезитовых расплавов подтверж-

	5	6	7	8	9
	73,9	68,5	69,4	67,38	72,61
	0,3	0,46	0,32	0,83	0,37
	12,5	13,9	13,1	14,89	17,43
	2,3	3,8	2,0	4,09	0,49
	—	—	—	0,00	
	0,4	1,6	0,4	0,98	0,03
	2,3	2,6	1,9	1,92	1,67
	4,0	4,5	4,0	6,09	3,59
	3,2	3,8	2,63	3,40	2,86
	98,9	9,16	93,75	99,67	99,05
	13	3	3	4	4

кристаллах, андезитовая тефра, Медисин Лейк, Калифорния; 7 — включения в кристаллах, андезитовая пемза, гора Шаства, Калифорния; 8 — стекло в основной массе, андезит Риндьяни, Сундская дуга; 9 — включения в пироксенах, андезитобазальт, Западная Камчатка; n — число анализов.

дается при изучении флюидных включений. Высокотемпературные андезиты представляют неблагоприятный объект для подобных исследований, так как они кристаллизовались на поверхности при очень больших температурах и давлении, практически равном атмосферному. В таких условиях состав первичной флюидной фазы мог сохраниться только в интрателлурических вкрапленниках, в то время как фенокристы захватили в виде включений приповерхностную атмосферу. Тем не менее в обр. 27/83 в центре крупных плагиоклазов Н.В. Бердников обнаружил флюидные включения, содержащие углекислоту. Эта находка, по мнению Н.В. Бердникова, не исключает возможности образования южнокорякских магм при участии восстановленного флюида. Последний мог быть представлен метаном, который по реакции  $CH_4 + 2O_2 \rightarrow 2H_2O + CO_2$  окисляется и превращается в смесь воды и углекислоты.  $H_2O$ , скорее всего, входит в структуру силикатных расплавов и, если ее достаточно, образует самостоятельную гидроксилсодержащую фазу, а если мало, то содержится в стекле.  $CO_2$  быстро пересыщает расплав и выделяется в виде самостоятельной флюидной фазы, которая и захватывается кристаллами в виде включений. Наличие ювенильной группы восстановленных флюидов в газовой-жидких включениях установлено Т.И. Фроловой с соавторами для известково-щелочной серии вулкана Эбеко [54], которые показали, что  $CO$ ,  $H_2$  и  $CH_4$  характеризуются сильными связями между собой, в то время как связь их с  $CO_2$  более слабая. Авторы предполагают, что  $CO_2$  является продуктом окисления метана и окиси углерода.

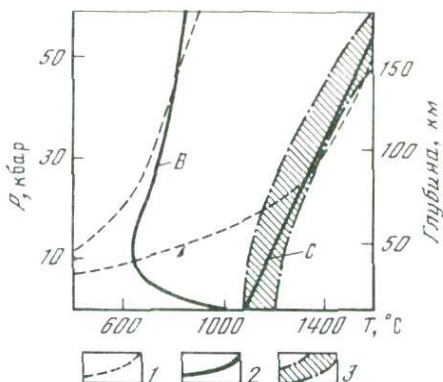
Изложенные данные исключают существенное участие воды в петрогенезисе южнокорякских андезитов и позволяют говорить о существовании самостоятельных высокотемпературных маловодных андезитовых магм с оливин-бронзит-плагиоклазовой ассоциацией близликвидусных минеральных фаз.

Наиболее сложным является вопрос о возможном источнике сухих андезитовых расплавов. Вся сумма геохимических данных (см. гл. IV) свидетельствует в пользу выплавления исходных для южнокорякских серий магм из гранатсодержащего субстрата. Таковым мог быть гранатовый перидотит, гранатовый амфиболит или эклогит. Принятие в качестве субстрата амфиболита сразу наталкивается на существенное возражение — маловодный характер первичного расплава. Кроме того, расчетные модели частичного плавления амфиболитов предполагают иную картину распределения РЗЭ (резкое обогащение легкими лантаноидами), а также повышенные концентрации некоторых литофильных элементов [111].

Выплавление маловодных кремнекислых магм из перидотитового субстрата также проблематично, так как плавление ультраосновного вещества в маловодных условиях ведет к генерации либо пикритовидных, либо высокомагнезиальных андезитовых расплавов [173, 174]. Несмотря на то что имеются указания на связь последних с дупироксеновыми андезитами [175], вопрос об их родстве дискуссионен. Наиболее аргументированной представляется модель частичного плавления кварцевых эклогитов в маловодных условиях, приводящего к появлению высокотемпературных андезитовых расплавов.

Рис. 46.  $P$ - $T$ -диаграмма для субдуцирующей океанической коры [111]

1 — возможные температурные градиенты в субдуцирующей коре; 2 — солидус кварцевого толенита ( $B$  — водонасыщенный,  $C$  — сухой); 3 — ликвидус андезита при 0—2 мас. %  $H_2O$



Петрологическая суть этого процесса детально рассмотрена в работах В.С. Соболева [60, 61]. Анализ простой  $P$ - $T$ -диаграммы показывает, что сухой солидус кварцевого эцлогита практически совпадает с сухим ликвидусом андезита в широком диапазоне давлений (рис. 46). В интервале экспериментально полученных субликвидусных температур (1200—1300°С) эцлогит плавится на 35—40% при давлении 10—30 кбар. Состав расплава при этом соответствует известково-щелочному андезиту. Модель плавления кварцевого эцлогита снимает проблему ортопироксенового барьера и обеспечивает высокую активность калия и свободного кремнезема [142]. Сравнение экспериментальных кривых РЗЭ, полученных при плавлении эцлогитов [79], с данными для вулканитов юга Корякского нагорья показало, что только модель плавления кварцевых эцлогитов на 30—40% с отсадкой 10% граната в респит удовлетворительно объясняет наблюдаемые геохимические характеристики.

Экспериментальные данные для позднекайнозойских лав Камчатского перешейка отсутствуют. Температуры кристаллизации этих вулканитов определены по минеральным термометрам — плагиоклазовым [100, 114], двупироксеновому [185] и оливиновому [114], а также по валу пород с использованием уравнения регрессии [43]. Результаты приведены в табл. 49. По сравнению с южнокорякскими лавами эффузивы Камчатского перешейка кристаллизовались при меньших температурах — 1020—1180°С. Этот факт, а также повсеместное присутствие в камчатских вулканитах амфибола (в некоторых случаях и биотита) указывают на обводненность исходных магм. Имеющиеся данные свидетельствуют о первично базальтовой (или андезитобазальтовой) их природе, а также о происхождении всего ряда вулканических пород Камчатского перешейка в результате кристаллизационной дифференциации [39, 55]. Генетическая связь основных, средних и кислых пород подчеркивается проходящими плагиоклаз-пироксен-амфиболовыми парагенезисами вкрапленников, а также последовательным увеличением содержаний  $H_2O$  в остаточном расплаве, что вызывает массовую кристаллизацию амфибола. Последний является, по-видимому, концентратором высокозарядных литофильных элементов [111], повышен-

Таблица 49. Расчетные температуры кристаллизации ( $T^{\circ}\text{C}$ ) эффузивов Камчатского перешейка

Объект	Термометры				
	плагнокла- зовый [100]	анортитовый [114]	оливиновый [114]	двупироксено- вый [185]	по химизму по- роды [43]
Базальты	1150—1160	1120—1150	1075—1150	1100—1125	1100—1150
Андезитобазаль- ты	1150—1180	1100—1130	1070—1170	1120—1159	1150—1180
Андезиты	1020—1100	1100	—	1120—1150	1100—1200
Дациты	—	—	—	—	1050—1100

ные содержания которых отмечены в кислых лавах Камчатского перешейка. Вся сумма данных указывает на генезис северокамчатских лав в результате плавления гранатовых перидотитов в существенно водных условиях на 15—20%.

### ВОЗМОЖНЫЕ ИСТОЧНИКИ АНДЕЗИТОВЫХ РАСПЛАВОВ

Вопросы геохимической типизации андезитов до недавнего времени ограничивались выделением низко-, умеренно- и высококалиевых известково-щелочных серий [111, 124]. Развитие изотопных исследований привело к определению геохимических свойств магмагенерирующего субстрата, а также характера эволюции литосферы в зонах перехода океан—континент.

За последнее десятилетие появился ряд работ, в которых предприняты попытки реконструкции возможных источников андезитовых серий, оценки относительного вклада каждого из установленных источников в магнообразование, а также обсуждаются вопросы корреляции состава магматических образований в переходных зонах и тектонических обстановок их формирования [5, 6, 112, 122, 145, 153, 181]. В основу при этом кладется редкоэлементная или изотопная систематика возможных источников андезитовых расплавов по отношениям либо некогерентных элементов, либо изотопов, практически не изменяющихся в процессе кристаллизационной дифференциации.

Полученные данные позволяют уверенно говорить о значительной вещественной гетерогенности литосферы в зонах перехода океан—континент и об участии в петрогенезисе островодужных магм целого ряда мантийных и коровых источников.

Одним из наиболее часто идентифицируемых компонентов является деплетированный источник, сопоставимый по изотопно-геохимическим характеристикам с базальтами типа N-MORB или истощенной океанической мантией [122, 181]. Плавление в зоне субдукции мафитов океанической коры, отвечающих по составу N-MORB, или одностадийно деплетированной океанической мантии будет давать сходный результат, выраженный в отношениях  $(\text{La}/\text{Sm})_N$  и  $(\text{La}/\text{Yb})_N < 1$ . Наиболее типичные представители N-MORB (плато Наска, Срединно-Атлантический хребет и т.д.) довольно похожи по отношениям  $(\text{La}/\text{Sm})_N$  и  $(\text{La}/\text{Yb})_N$ , близким к 0,5. Исключение составляют сильно деплетированные толеиты плато

Роколл (Северная Атлантика) и Костариканского рифта, дающие пониженные (0,2—0,3) значения указанных отношений РЗЭ. В качестве характеризующих истощенный источник отношений взяты данные С. Макленнана и С. Тейлора [145], хорошо сопоставимые с типичными N-MORB.

Нахождение среди островодужных пород вулканитов с практически хондритовым спектром РЗЭ свидетельствует об участии в петрогенезисе первичной недифференцированной мантии [103, 153]. Несмотря на то, что базальты внутриплитных океанических поднятий, например, Гавайских островов, также считаются производными первичной неистощенной мантии (характерный спектр РЗЭ с почти параллельным оси абсцисс графиком для цериевой группы), они представляют более продвинутый в эволюционном плане источник. Это видно по отношениям  $(La/Sm)_N$ , только в некоторых случаях (базальты вулкана Кохала — 1,14; высокомагнезиальные базальты Ланаи — 1,05; лавы Мауна-Лоа — 1,13) приближающимся к 1.

Кроме того, анализ изотопных отношений обнаруживает четкие отличия наименее фракционированных гавайских базальтов от предполагаемых составов примитивной мантии, фиксируя постоянное обогащение гавайского источника  $^{206}Pb$ ,  $^{143}Nd$  и  $^{87}Sr$ .

Таким образом, нам представляется возможным говорить о двух источниках — собственно первичной неистощенной мантии и эволюционно продвинутом источнике гавайского типа, в котором, несомненно, главную роль играла примитивная мантия с хондритовым спектром РЗЭ. Имеются также изотопно-геохимические данные, указывающие на смешение примитивной мантии с резервуаром N-MORB, осуществлявшееся в процессе флюидного массопереноса. Кроме того, геохимическое моделирование составов гавайских базальтов с оливинным контролем показало, что гавайский источник гетерогенен. В его составе обособляются три компонента: компонент Мауна-Кеа—Кохала—Килауза с некоторым обогащением РЗЭ относительно хондритов, компонент Мауна-Лоа—Ланаи с практическим хондритовым спектром редких земель и компонент Кулау, являющийся индикатором присутствия истощенного мантийного резервуара и характеризующийся обеднением легкими РЗЭ и отношениями  $(La/Sm)_N = 0,47$  и  $(La/Yb)_N = 0,52$ , близкими к типичным представителям N-MORB. Такая гетерогенность мантии при развитии внутриплитного океанического вулканизма создает значительные трудности при выборе характеристики первозданно обогащенного источника, участие которого в островодужном петрогенезисе не вызывает сомнений. Нами использованы геохимические характеристики наиболее примитивных базальтов (составы с оливинным контролем) подводного вулкана Лоихи, являющегося самым молодым вулканом в Гавайско-Императорской вулканической цепи и отражающего ранние стадии эволюции первозданно обогащенного внутриплитного источника.

Развитие идеи о субдукции океанической литосферы вдоль сейсмофокальных зон привело к появлению представлений об участии пелагических осадков океана в генезисе островодужных магм. Определенную роль в этом сыграли исследования изотопного состава Pb

в андезитах, которые практически во всех случаях фиксировали контаминацию первичных расплавов осадочным материалом. Несмотря на то что доля осадочного компонента, по изотопным данным, не превышала максимум 2%, а в большинстве случаев 1%, участие океанических осадков в островодужном петрогенезисе (наряду с базитами субдуцируемой плиты) считалось одним из наиболее ярких доказательств существования субдукции в классической интерпретации тектоники плит.

Однако глубоководное бурение и геофизические исследования в Гватемальском и Антильском желобах поставили под сомнение факт затягивания осадков в зоны субдукции, так как осадочный материал, скорее всего, сдвигается с погружающейся плиты и затем либо участвует в строении аккреционной призмы, либо эродирован.

Далее, при детальном рассмотрении данных по изотопии Pb [5] оказывается, что в удельном весе осадков северной и центральной частей Тихого океана преобладают терригенные породы, в той или иной мере содержащие вулканомиктовый материал, эродированный и снесенный в акваторию с островных дуг Тихоокеанского кольца, что, в свою очередь, вызывает совпадение изотопных характеристик осадков и островодужных пород и служит основой для соответствующих выводов. Попадание составов островодужных лав на изотопных диаграммах в "вилку" между N-MORB и океаническими осадками также однозначно трактуется как результат контаминации, хотя в равной мере может отражать влияние мантийного обогащенного источника.

Даже использование для доказательства участия океанических осадков в генезисе магм островных дуг и активных континентальных окраин таких тонких геохимических трассеров, как  $^{10}\text{Be}$ , не привело к ожидаемому результату: только лавы Алеутской дуги обнаруживают повышенные концентрации этого изотопа [178].

Таким образом, целый ряд геологических и геохимических факторов противоречит самой идее вовлечения осадочного материала в петрогенезис. Более реальным представляется участие осадочного материала в петрогенезисе магм зрелых островных дуг и активных континентальных окраин, где существует мощная сиалическая кора, сложенная, в частности, осадочными и метаморфическими породами с повышенными содержаниями литофильных элементов. Кроме того, наличие в этой коре промежуточных малоглубинных магматических камер создает дополнительные предпосылки для внутрикамерной контаминации расплавов сиалическим веществом. В этом случае существуют и геологические доказательства такой контаминации, так как эффузивы часто содержат большое количество переработанных ксенолитов коровых пород (Новая Зеландия, Каскадные горы).

Несмотря на высказанные сомнения о роли контаминации островодужных магм океаническими осадками, последние могут быть рассмотрены в качестве одного из источников андезитов. Однако возникает проблема в выборе характерных геохимических реперов пелагических осадков, так как глубоководное бурение показало, что океанические осадочные породы крайне гетерогенны в отношении

редких элементов как по латерали, так и по вертикали в пределах одной скважины.

Более того, большинство авторов считают корректным использование характеристик только тех осадков, которые находятся в непосредственной близости от зоны субдукции в пределах конкретной островной дуги. К сожалению, в случае решения задачи геохимической типизации этот несомненно правильный подход неприемлем.

Рассмотрение данных по содержанию РЗЭ в океанических осадках также выявляет широкие вариации отношений  $(La/Sm)_N$  и  $(La/Yb)_N$ , однако четко отличающихся от отношений тех же элементов в ранее рассмотренных источниках. Исключение составляет только тихоокеанская красная глина, обнаруживающая пониженные отношения  $(La/Sm)_N = 1,97$  и  $(La/Yb)_N = 3,98$  [119]. В качестве характеристики пелагических осадков представляется возможным взять данные по "среднему пелагическому осадку", рассчитанному по 66 анализам разнообразных океанических осадков (низко- и высокоширотные глины, оозы, турбидиты и т.п.) и характеризующемуся отношениями  $(La/Sm)_N = 1,31$  и  $(La/Yb)_N = 7,46$ . Такие же отношения РЗЭ характерны для фораминиферовых глин, песков, радиоляриевых глин хребта Барбадос и абиссальной равнины Демерара (скв. 543), наннопланктонных ооз и глин плиты Наска (скв. 319 и 320), турбидитов и глин равнины к югу от Алеутского желоба (скв. 183) и глин центральной части Тихого океана (скв. 170).

Еще одним источником, участвующим в генезисе магм, главным образом, зрелых островных дуг и активных континентальных окраин, является метасоматически обогащенная мантия субконтинентального типа. Этот источник характеризуется резким обогащением практически всеми литофильными элементами, радиогенными изотопами и резким преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми. В чистом виде этот источник проявлен в вулканизме Центральной Италии. Детальные изотопно-геохимические исследования вулканитов Римской провинции выявили полистадийную природу процесса мантийного метасоматоза и близость метасоматически обогащенной мантии центральноитальянского типа к источнику внутриконтинентальных калиевых магматитов, например лампроитов Западной Австралии и штата Монтана, США. Наиболее ярким представителем метасоматически обогащенного источника в зонах перехода океан—континент является ассоциация калиевых эффузивов вулкана Вульзани в Центральной Италии. Характеристики магнезиальных базанитов (пород с оливиновым контролем) этой серии использованы на рис. 24 как реперы метасоматически обогащенной мантии или источника центральноитальянского типа.

На рис. 24 показаны отношения РЗЭ, характеризующие описанные выше источники андезитовых расплавов, и оконтурены поля, соответствующие трем выделенным геохимическим типам [38].

Андезиты I типа характеризуются низкими значениями отношений  $(La/Sm)_N$  и  $(La/Yb)_N$ , близкими к отношениям этих элементов в примитивной мантии или даже меньшими 1, обнаруживая иногда обеднение легкими РЗЭ, присущее деплетированному океаническому

источнику. Эффузивам I типа свойственны также пониженные концентрации практически всех литофильных (особенно крупноионных) элементов. Фигуративные точки составов этих андезитов группируются около отношений РЗЭ в примитивной мантии, которая и является доминирующим источником андезитовых расплавов I типа.

Их петрологические особенности объясняются фракционной кристаллизацией кальциевого плагиоклаза, клинопироксена (субкальциевого диопсида или авгита) и бронзита при низких давлениях [111]. Малоуглубинное фракционирование такой минеральной ассоциации практически не меняет соотношений РЗЭ и, более того, не обеспечивает заметного роста некогерентных элементов [103]. Наблюдается также большое сходство андезитов I типа с толеитами ранних этапов островодужного магматизма.

Можно предположить, что высокоглиноземистые толеиты основания разрезом островных дуг и примитивные андезиты I типа генерировались из общего источника — недифференцированной мантии, что доказывается также сходством целого ряда изотопно-геохимических характеристик. Геологическое положение андезитов I типа довольно определенное: они либо непосредственно перекрывают меланократовый фундамент интраокеанических дуг (Тонга-Кермадекская, Малая Антильская), либо тесно ассоциируют с толеитами основания островодужного разреза (Фиджи, Соломоновы острова).

Нахождение андезитов I типа в иной обстановке, например на поздних этапах развития зрелых островных дуг (вулкан Ксудач, Камчатка), вероятнее всего, свидетельствует о длительной эволюции примитивного мантийного диапира и о периодическом характере связанного с ним вулканизма. Однако редкость и малые объемы андезитов I типа, связанных с "аномальными" тектоническими позициями, говорят в пользу гипотезы повторной активизации первичного диапира в связи с подъемом "вторичного" диапира гавайского типа. Наиболее ярким представителем этого типа примитивных андезитов являются лавы дуги Тонга—Кермадек (острова Лэйт, Рэул, Ниуатопутану), и поэтому данный геохимический тип предлагается назвать тонга-кермадекским.

Андезиты II типа характеризуются повышенными отношениями  $(La/Sm)_N$  и  $(La/Yb)_N$  (см. рис. 24), близкими к отношениям этих элементов в базальтах океанических островов и вулканических поднятий. Близость островодужных андезитов по целому ряду изотопно-геохимических характеристик к продуктам внутриплитного океанического вулканизма (или вулканизма "горячей точки") неоднократно отмечалась ранее [122, 153], и для этих серий предполагался геохимически сложный мантийный источник. Рассмотрение соотношений РЗЭ в андезитах II типа также выявляет их близость к выплавкам из первозданно обогащенного внутриплитного источника гавайского типа и позволяет рассматривать этот источник как основной в петрогенезисе данных вулканитов.

Наиболее яркой чертой геохимии андезитов II типа являются высокие отношения КИЛ/ВЗЛ и КИЛ/РЗЭ в этих породах, свидетельствующие о двойственной природе области магмагенерации. Вторым

компонентом, обеспечивающим высокие отношения КИЛ к ВЗЛ и РЗЭ, должен быть либо компонент, обогащенный КИЛ, либо компонент, деплетированный по ВЗЛ и РЗЭ. Первый может быть представлен высокотемпературными флюидами, обогащенными КИЛ-фракцией и образующимися при дегидратации субдуцируемой океанической плиты, второй — метаморфизованными N-MORB, также участвующими в процессе субдукции.

Еще одним путем может быть поиск акцессорной фазы с высоким коэффициентом распределения  $K_D$  для РЗЭ (например, La) и низким  $K_D$  для КИЛ (например, Ba), стабильной при  $P$ - $T$ -условиях верхней мантии. Такой фазой может быть, например, перовскит [129]; однако предположение о его присутствии в источнике противоречит поведению Th (отношению Th/La) в островодужных андезитах. Объяснение наблюдаемых соотношений КИЛ, ВЗЛ и РЗЭ фракционированием определенных акцессорных фаз (апатита, циркона, монацита, перовскита) также опровергается целым рядом петрографических и геохимических факторов [129]. Все сказанное заставляет принять гипотезу о смещении источников при образовании андезитов II типа, причем несомненно доминирующим является диапир гавайского типа, располагающийся в пределах мантийного клина над зоной субдукции.

Андезиты II типа составляют основную массу продуктов вулканизма интраокеанических островных дуг — Алеутской, Марианской, Новобританской, а также широко распространены в развитых и зрелых островных дугах (Новая Зеландия, Камчатка, Филиппины, Япония), отражая либо более ранний в эволюционном плане этап развития этих структур, либо процесс активизации обогащенного диапира, связанный с интрадуговым спредингом. В некоторых случаях в андезитах II (алеутского) типа фиксируются повышенные отношения  $(La/Sm)_N$  (зона Таупо в Новой Зеландии) или  $(La/Yb)_N$  (Филиппины), близкие к отношениям РЗЭ в осадочных породах. В случае зоны Таупо участие в петрогенезисе корового компонента, представленного юрскими граувакками, доказываемыми данными по изотопии Pb и O [84], а также геологическими наблюдениями; андезиты зоны Таупо часто содержат большое количество переработанных и перекристаллизованных ксенолитов осадочных пород, в которых фиксируются следы интенсивного переплавления и привноса — выноса компонентов [94]. В случае Филиппин прямых доказательств контаминации дупироксеновых андезитов нет.

Андезиты III (андийского) типа характеризуются наиболее высокими отношениями  $(La/Sm)_N$  и  $(La/Yb)_N$ . Геохимия этих пород многими авторами трактуется как результат контаминации мантийных расплавов метаморфическими и осадочными породами древней континентальной коры [125]. Однако в других работах [107] по тем же самым районам доказывается мантийный характер изотопных отношений Sr и Nd. Несмотря на то что в ряде случаев контаминацию отрицать трудно (изотопная зональность вулканитов повторяет изотопную зональность пород подстилающей коры), в основном андезиты III типа, скорее всего, являются результатом смешения двух источников.

Подобная точка зрения высказывалась неоднократно, и одним из основных аргументов являлось одновременное обогащение двупироксеновых андезитов андийского типа КИЛ- и ВЗЛ-элементами. Компонентом, обладающим такими характеристиками, является метасоматически обогащенная мантия центральноитальянского типа. Более того, именно аномальное обогащение этого источника радиогенным Sr и O может являться причиной повышенных изотопных отношений Sr и O в молодых андезитах Чилийских и Перуанских Анд. Вариации относительного вклада метасоматически обогащенной мантии в петрогенезис ответственны за региональную неоднородность геохимических характеристик андезитов андийского типа.

В качестве представителей последних в настоящей работе рассмотрены оливин-пироксеновые андезиты комплекса Лагуна-дель-Мауле в Чилийских Андах и вулканов Невада-дель-Руис, Пурасе и Галерас в Колумбийских Андах. Геологическая позиция этих комплексов несколько различна, вулканы Лагуна-дель-Мауле располагаются в пределах Южной вулканической зоны Анд, перекрывающей блок достаточно мощной сиалической континентальной коры, в то время как примитивные андезиты Колумбии находятся в зоне перехода от меловой субокеанической коре Западной Кордильеры, представленной ассоциацией подушечных базальтов типа N-MORB с кремнистыми осадками и турбидитами [140].

Необходимо также отметить, что вулканы андийского типа близки по отношениям  $(La/Sm)_N$  и  $(La/Yb)_N$  к эффузивам островодужной шошонитовой серии, например к шошонитам Фиджи, Перу и Лесбоса, которые также представляют собой производные расплавов, генерированных из источника центральноитальянского типа. На диаграммах La—Sm и La—Yb (см. рис. 24) вулканы юга Корякского нагорья и Камчатского перешейка попадают в поле андезитов алеутского типа, генерированных при участии внутриплитного источника. В то же время лавы Камчатского перешейка характеризуются значимо более высокими абсолютными концентрациями лантаноидов. Попадание некоторых составов в поле андезитов андийского типа наряду с другими геохимическими данными (обогащение северокамчатских эффузивов высокозарядными литофилами) указывает на участие в петрогенезисе лав Камчатского перешейка источника центральноитальянского типа.

Полученные результаты свидетельствуют об определенной двойственности геохимических характеристик позднекайнозойских вулканитов обрамления Командорской котловины. Лавы Южной Корьякии, с одной стороны, аналогичны нормальнокалиевым андезитовым сериям островных дуг, с другой — близки к производным магм мантийных плюмажей, что предполагает участие в петрогенезисе по крайней мере двух источников — деплетированного, сопоставимого с истощенной океанической мантией, и обогащенного, аналогичного довольно древней химически гетерогенной мантии гавайского типа.

Существование такого процесса, судя по изотопно-геохимическим данным, предполагается для целого ряда вулканических серий тихо-

океанских островных дуг [122, 153, 181]. Например, для островной дуги Фиджи и сопряженного задугового Южно-Фиджийского моря смешение деплетированного и обогащенного источников установлено по крайней мере для последних 30 млн лет [112]. Смешение осуществляется путем взаимодействия высокотемпературного флюида, обогащенного некогерентными элементами, с веществом субдуцированной метаморфизованной океанической коры. Последующее плавление в маловодных условиях эколгитового субстрата, геохимически отвечающего источнику гавайского типа (с некоторыми показателями деплетированного источника), могло привести к образованию высокотемпературных андезитовых расплавов со "смешанными" геохимическими характеристиками, давших при дифференциации вулканические серии юга Корякского нагорья.

Лавы Камчатского перешейка сопоставимы по комплексу петролого-геохимических данных с нормальнокалиевыми и высококалиевыми известково-щелочными и шшонитовыми сериями зрелых островных дуг и активных континентальных окраин. В них фиксируется постоянное присутствие источника центральноитальянского типа, представляющего собой субконтинентальную метасоматически преобразованную литосферу. Локальная обводненность магм Камчатского перешейка, наличие в них интрателлурических магнезиальных оливинов, удовлетворяющих магний-никелевому критерию Сато—Банно [167], показывают, что магнезиальные члены вулканической ассоциации Камчатского перешейка могли находиться в равновесии с мантийным перидотитом при  $P$ - $T$ -условиях верхней мантии.

Мантийное происхождение этих вулканитов доказывается также нахождением в них ксенолитов перидотитов и пироксенитов (устное сообщение А.В. Колоскова, 1986 г.). Образование расплавов, исходных для серий Камчатского перешейка, связывается с частичным плавлением теплового мантийного диапира, представленного гранатовым перидотитом. Отделение высококалиевых расплавов с фракционированным спектром РЗЭ происходило на уровне гранатовой фации глубинности при степени плавления меньше 20%. Известково-щелочные магмы генерировались при переходе диапира в шпинелевую фацию с увеличением степени плавления до 30—40%. Вся сумма данных указывает на генерацию расплавов, исходных для эффузивов Камчатского перешейка, в мантийном клине над зоной субдукции при участии флюида, обогащенного крупноионными литофильными элементами с последующим низкобарическим фракционированием расплавов в близповерхностных магматических очагах

## ЭВОЛЮЦИЯ ВУЛКАНИЗМА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БЕРИНГОВОМОРСКОГО РЕГИОНА В ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ

Проявления известково-щелочного вулканизма в складчатых поясах континентов большинство геологов рассматривают как свидетельство палеоостроводужного развития этих структур. Такое предположение широко используется для тектонических реконструкций, несмотря на нередкое отсутствие геологических признаков существования островной дуги.

Исследования последних лет показали, что низко- и нормально-калиевые андезитовые серии преимущественно встречаются в юных и развитых островных дугах. Кроме того, они проявлены в зонах взаимодействия тройных точек типа трансформный разлом — береговой хребет — желоб [127], а также могут формироваться при задуговом [112] и интрадуговом [33] спредингах.

Таким образом, вопрос о палеотектонической интерпретации андезитовых серий решается сейчас далеко не однозначно. Это связано со сложной эволюцией литосферы в зонах перехода океан—континент (с двух-, трех- и даже четырехкомпонентным смещением литосферных источников). Процесс смещения отражает значительную латеральную и вертикальную неоднородность литосферы. В зонах перехода эта неоднородность наиболее велика, так как в них взаимодействуют различные вещественные типы литосферы, представленные в крайнем выражении океанической литосферой, истощенной в отношении некогерентных элементов, и континентальной литосферой, в той или иной степени обогащенной литофилами. Процессы истощения—обогащения проявлены неравномерно как в пространстве, так и во времени, кроме того, они могут иметь различный масштаб.

Все это приводит к образованию дискретно-непрерывного ряда магматических источников. В условиях сложной тектонической обстановки диффузного спрединга и связанной с ним частой смены геодинамического режима (сжатие—растяжение, переориентация зоны субдукции и оси интрадугового рифта, вызванная пульсационным развитием теплового мантийного диапира) эти магматические источники смешиваются, что при наличии интенсивной флюидной проработки литосферы ведет к образованию магнегенерирующего субстрата с очень сложными изотопно-геохимическими характеристиками. Кроме того, связь между мантийной неоднородностью и геохимическими аномалиями на поверхности (доступные для исследования магматические комплексы) имеет нелинейный характер и функциональная форма этой зависимости неизвестна [143].

В данной ситуации особое значение приобретает поиск геохимических индикаторов магнегенерирующих источников, участвующих в петрогенезисе. Применение таких геохимических реперов может содействовать в решении вопроса о природе литосферы, вовлеченной в магматический процесс. Традиционно эта задача решается

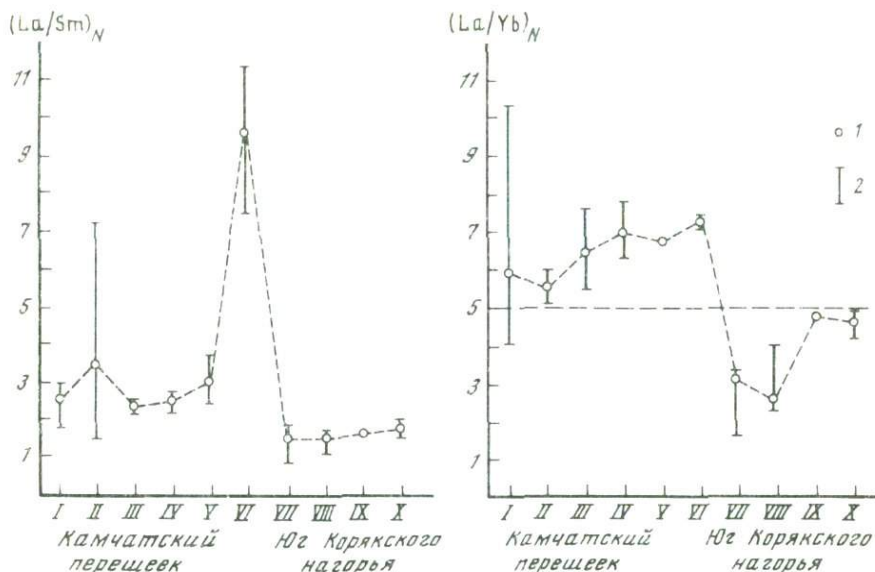


Рис. 47. Индикаторные отношения РЗЭ в примитивных вулканитах обрамления Командорской котловины

1, 2 — значения отношений РЗЭ: 1 — средние, 2 — пределы колебаний по районам: I-IV — Камчатский перешеек: I — р. Ватапваям (6), II — р. Шаманка (3), III — р. Тымлат (2), IV — р. Белая (2); V — р. Вывенка (2); VI — мыс Крещенный Огнем (2); VII-IX — юг Корякского нагорья — Пахачинский хребет: VII — юг (19), VIII — центр (17), IX — север (2); X — хребет Ширшова (2). В скобках — число проанализированных образцов

на базальтовых выплавках. Мы [9] показали возможность определения характера магмагенерирующего субстрата по редкоземельным характеристикам примитивных оливин-пироксеновых андезитов, являющихся производными самостоятельных глубинных андезитовых магм. Подходящим объектом для определения характера эволюции литосферы в зоне перехода океан—континент является описываемый вулканический пояс, сложенный оливин-пироксеновыми андезитами, перекрывающимися гетерогенные по составу литосферные блоки.

Анализ распределения РЗЭ в изученных лавах показывает, что существуют четкие региональные различия в составе РЗЭ между оливин-пироксеновыми андезитами северного и южного секторов вулканического пояса (рис. 47). Северный сектор (междуречье Пахачи и Апуки) представляет собой грабенообразную структуру с субмеридиональным простиранием молодых разломов, свидетельствующих об активной новейшей тектонике. Серии сближенных даек известково-щелочных базальтоидов фиксируют растяжение, происшедшее в поздненеогеновое время. Структура дайковых полей и состав даек аналогичны дайковому комплексу некоторых офиолитов, для которых предполагается островодужное происхождение, и дайковых серий Алеутской, Марианской и Кермадекской островных дуг, считающихся показателем интрадугового рифтогенеза [33, 96, 144].

Оливин-бронзитовые андезиты Апукско-Пахачинской зоны растяжения характеризуются умеренно обогащенными легкими РЗЭ спектрами, типичными для известково-щелочных андезитов интраокеанических островных дуг. В совокупности с низкими концентрациями крупноионных литофилов, а также с низкими значениями отношений КИЛ/РЗЭ эти данные свидетельствуют о незрелости литосферы юга Корякского нагорья и сопоставимости ее с литосферой под эволюционно юными островными дугами Тихого океана — Алеутской (западный и центральный секторы), Марианской и Кермадекской. Кроме того, и абсолютные концентрации РЗЭ в позднекайнозойских андезитах Апукско-Пахачинского рифта систематически ниже, чем в известково-щелочных эффузивах зрелых островных дуг и активных континентальных окраин. Они сближаются с содержаниями РЗЭ в некоторых высокоглиноземистых толеитах основания островодужного разреза, которые образовались при плавлении субокеанической литосферы [27, 163].

В пользу мафической природы литосферы под вулканогенными комплексами Апукско-Пахачинской зоны растяжения свидетельствуют находки в них ксенолитов перидотитов, оливиновых габбро-норитов, троктолитов и гранат-клинопироксеновых нодулей. Ассоциация ксенолитов аналогична таковой в позднекайнозойских андезитах островов Адак и Канага в Алеутской дуге, где она рассматривается как фрагмент зоны перехода от верхней мантии к низам субокеанической коры [95].

Оливин-пироксеновые андезиты Камчатского перешейка и бассейна р. Вывенка (южный и центральный секторы вулканического пояса) характеризуются повышенными по сравнению с северной ассоциацией концентрациями РЗЭ и более обогащенными цериевой группой спектрами (см. рис. 47), что выражено в значимо больших отношениях  $(La/Yb)_N$ . Андезиты южного сектора связаны с поздним этапом эволюции активной континентальной окраины, когда существует литосфера субконтинентального типа и магмагенерирующие источники также продвинуты в эволюционном плане. Прямым доказательством существования континентальной коры к западу от Апукско-Пахачинского рифта служат находки в андезитобазальтах вулканогенного комплекса р. Вывенка включений гранулитов. Включения представлены пятифазным парагенезисом клинопироксен+гиперстен+плагноклаз+микроклин+кварц, являющимся критическим для гранулитовой фации метаморфизма. Состав минералов включений аналогичен таковым гранулитов сиалического цоколя Камчатки [16], а также гранулитов глубоко метаморфизованных комплексов внутриконтинентальных областей, встречающихся также в виде ксенолитов в щелочных базальтах [32].

Таким образом, наблюдаются четкие различия в составе РЗЭ в вулканитах, перекрывающих литосферные блоки различной природы. В случае западной части Берингоморского региона наиболее эффективным геохимическим репером является отношение  $(La/Yb)_N = 5$  (см. рис. 47), разделяющее вулканиты, перекрывающие субконтинентальную литосферу ( $(La/Yb)_N > 5$ ), и вулканиты, распо-

ложенные в пределах блока субокеанической литосферы ( $(La/Yb)_N < 5$ ). Отношение  $(La/Sm)_N$  менее информативно, однако видно (см. рис. 47), что вулканиты с  $(La/Sm)_N < 1,8$ , скорее всего, относятся к производным субокеанического субстрата.

Сходные закономерности были выявлены в однотипном объекте — Алеутской островной дуге, в пределах которой выделяются блоки с субокеанической (западный), переходной (центральный) и субконтинентальной (восточный) литосферой, перекрытой плиоцен-четвертичными оливин-пироксеновыми вулканитами [130]. Распределение РЗЭ в этих лавах также характеризуется постепенным увеличением абсолютных концентраций, обогащением элементами цериевой группы с запада на восток, увеличением отношений  $(La/Sm)_N$  (в меньшей степени) и  $(La/Yb)_N$  (в большей степени), а также увеличением отношений крупноионных литофилов к РЗЭ, которые служат показателем зрелости литосферы в переходных зонах [129]. Правомерность такого вывода подтверждается и статистическими исследованиями [37]. Показательно, что петрохимическая зональность вулканитов западной части Берингоморского региона на диаграмме нелинейного дискриминатора (см. рис. 14) почти точно повторяет продольную латеральную зональность неоген-четвертичных вулканитов Алеутской островной дуги.

Смена вулканических ассоциаций в пространстве и во времени определяется структурно-вещественной эволюцией литосферы в западной части Берингоморского региона (рис. 48), в котором основную роль играли процессы теплового диапиризма, обеспечивавшие подток недифференцированного мантийного вещества.

Наиболее древними среди кайнозойских магматических образований, подстилающих комплексы Апукско-Пахачинского рифта, являются вулканиты шошонитовой серии, генерированные при участии обогащенного магматического источника [35], а также низкокальциевые андезиты, связанные с плавлением океанической литосферы, обогащенной некогерентными элементами в результате флюидного воздействия глубинного "первичного" диапира. Таким образом, в палеогене в пределах Олюторской зоны происходит субдукция океанической литосферы под континентальные структуры Корякского нагорья. Одновременно осуществляется подъем диапира неистощенного вещества, смешение которого с веществом мантийного клина над зоной субдукции определило геохимические особенности палеогенового магматизма [8].

В пределах Камчатского перешейка в это время существовала активная континентальная окраина с известково-щелочным (сильно дифференцированные базальт-андезит-дацит-риолитовые серии), шошонитовым (абсарокит-шошонит-банакитовые серии) и гранитоидным магматизмом и терригенным осадконакоплением.

Наибольшей интенсивности магматическая активность достигала в тыловой зоне активной окраины (западная часть Камчатского перешейка). В то же время вулканическая (передовая) дуга характеризовалась магматическими проявлениями меньшего масштаба. Основным источником расплавов был мантийный клин над зоной

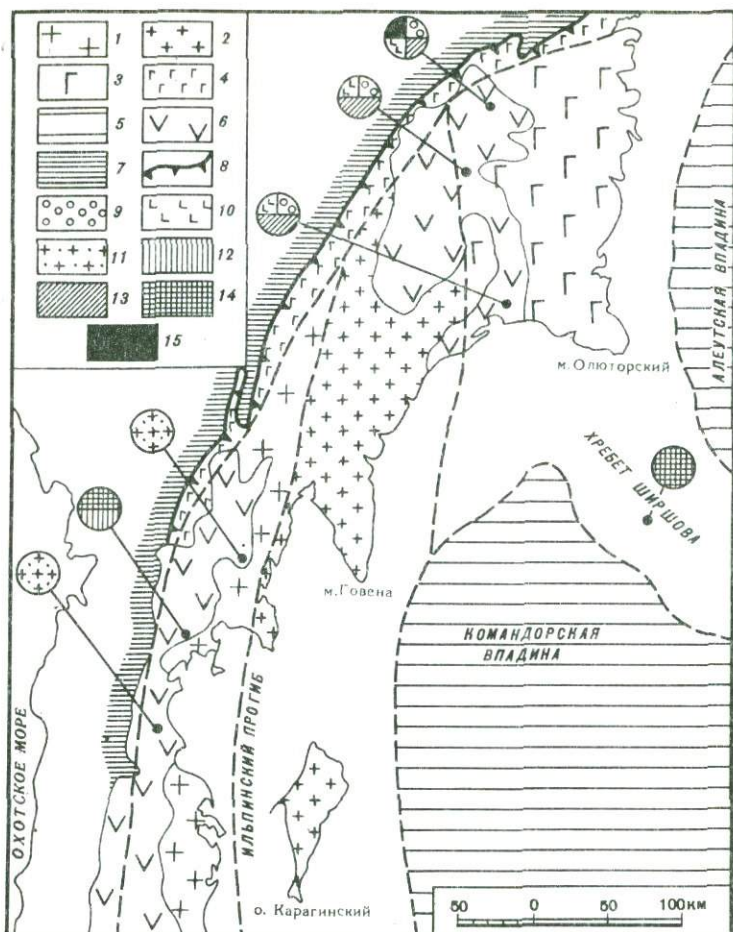


Рис. 48. Структурная схема литосферных блоков западной части Берингоморского региона

1—3 блоки: 1 — Камчатского перешейка, 2 — Говенско-Карагинский, 3 — Олюторско-Пахачинский; 4 — субокеанические образования, залегающие в аллохтоне; 5 — океаническая литосфера глубоководных впадин; 6 — позднекайнозойские вулканиды; 7 — Корякский флиш позднемелового—палеогенового возраста; 8 — надвиги; 9—15 — ксенолиты: 9 — метабазитов, диабазов, кремней, 10 — габброидов, 11 — пород гранулитовой фации метаморфизма, биотит-каллишпатовых гранитоидов, 12 — пироксенитов, 13 — серпентинитов, гарцбургитов, 14 — шпинелевых лерцолитов, 15 — эклогитоподобных пород

субдукции, отвечавший по составу субконтинентальной литосфере (источнику центральноитальянского типа) (см. рис. 48).

В пределах Олюторской зоны в конце палеогена или начале неогена продолжающаяся субдукция приводит к изоляции "первичного" диапира, при этом нижняя часть субдуцируемого литосферного блока эклогитизируется и срезается при скучивании. Эклогити-

зированные породы за счет разности в удельных плотностях начинают погружаться в мантию на уровне магмагенерации. На Камчатском перешейке продолжается известково-щелочной вулканизм, источником которого является метасоматически преобразованная (и, видимо, обводненная) мантия. Кроме того, происходит внедрение малоглубинных амфиболовых и биотитовых гранитоидов, имеющих анатектическое происхождение. Присутствие в анатектических гранитоидах калиевого полевого шпата свидетельствует о зрелой природе коры этого региона. В совокупности с геохимическими особенностями вулканизма данного этапа можно предположить, что субконтинентальная литосфера в пределах Камчатского перешейка сформировалась по крайней мере к началу неогена (см. рис. 48).

В Олюторской зоне в миоцене происходит подъем новой порции неистощенного мантийного вещества, сопровождающийся плавлением эклогитов и выраженный в заложении субмеридиональной зоны растяжения. Примерно по оси этой зоны возникает цепь небольших вулканов, продуцирующих известково-щелочные лавы и родственную пирокластику. Продолжающийся рифтогенез сопровождается пологими деформациями и частичным размывом вулканических построек, а также образованием серий сближенных даек высокоглиноземистых базальтоидов. Развитие процесса растяжения привело к площадному излиянию известково-щелочных андезитов недислоцированного комплекса. Смещение поднимающегося неистощенного мантийного вещества с дифференцированным веществом изолированного раннего диапира привело к формированию "вторичного" крайне сложного по геохимическим свойствам источника, плавление которого в маловодных условиях образовало примитивные высокотемпературные андезитовые расплавы, давшие при дифференциации эффузивы Апукско-Пахачинской зоны растяжения.

Этот рифт отличен по формационному выполнению от типичных окраинно-континентальных рифтов (Афар) и от зон растяжения на консолидированных блоках активных континентальных окраин (Западная Сардиния), для которых характерно развитие сильно дифференцированных щелочных серий трахибазальтов—трахиандезитов—трахитов и базанитов—трахитов—пантеллеритов—комендитов. Основное отличие состоит в том, что развитие Апукско-Пахачинского рифта определялось взаимодействием теплового обогащенного диапира с веществом океанической литосферы, погружающейся в зону субдукции. А, например, в окраинно-континентальных рифтах афарского типа обогащенный мантийный диапир эволюционировал обособленно. Приведенные материалы позволяют предполагать существование принципиально нового типа окраинно-континентальных рифтов со специфическим примитивным андезитовым вулканизмом.

В пределах Камчатского перешейка в неогене характер вулканизма определялся главным образом активностью субконтинентальной мантии в клине над зоной субдукции. Заметный вклад внес диапир неистощенного вещества (источник гавайского типа), однако установить его масштабы и уточнить время проявления не представляется возможным. Учитывая неогеновый возраст анатек-

тических биотитовых гранитоидов, проявленных в бассейнах рек Вывенка, Белая, Тымлат, можно предположить, что уже в неогене в данном регионе существовала зрелая кора. Вовлечение в петрогенезис сиалического вещества этой коры привело к формированию раннечетвертичных высококальциевых известково-щелочных и шшонитовых серий. В то же время в пределах активного вулканического фронта Камчатского перешейка генерировались и нормальнокальциевые известково-щелочные андезиты, связанные с деятельностью внутриплитного источника.

Таким образом, в западной части Берингоморского региона прослеживается эволюция вулканизма зоны перехода океан—континент, на ранних этапах связанная с субдукцией океанической литосферы, компенсирующей спрединг Командорской котловины, и с деятельностью первичного неистощенного мантийного диапира, а на поздних — либо с повторным импульсом теплового диапиризма и связанным с ним окраинно-континентальным рифтогенезом, либо с "нормальным" развитием активной континентальной окраины. В последнем случае источниками расплавов были три компонента: первичный диапир (в меньшей степени), субконтинентальная мантия над зоной субдукции (в определяющей степени) и зрелая субконтинентальная кора, либо дававшая анатектические выплавки малого объема, либо контаминировавшая мантийные магмы.

Такая сложная картина развития магматизма и взаимодействия литосферных источников не является необычной. Наоборот, практически все магматические структуры конвергентных границ плит прошли достаточно длительную и очень сложную эволюцию, которой в мировой и отечественной геологической литературе посвящен целый ряд работ [6, 66, 82, 163]. Необходимо кратко остановиться на эволюции глубинных источников островодужных магм, при этом учитывая, о какой сложной и многоплановой проблеме идет речь.

Ранние этапы вулканизма островных дуг маркируются формированием ассоциации островодужных толеитов и андезитов I типа. Кроме того, во фронтальной части интраокеанических дуг присутствуют бониниты. Сходство многих изотопно-геохимических характеристик в островодужных толеитах и андезитах тонга-кермадекского типа позволяет говорить о едином источнике, а именно о первичном тепловом диапире недифференцированной примитивной мантии, наряду с субдукцией, вероятно, ответственном за образование островной дуги. Учитывая тот факт, что, по изотопным данным, бониниты представляют собой единственный тип островодужных магм, генерированных из серпентинизированных перидотитов субдуцируемой океанической литосферной плиты [5], можно говорить о двух принципиальных источниках расплавов на ранних этапах развития интраокеанических дуг — тепловом диапире и субдуцируемой плите. Появление андезитов тонга-кермадекского типа на поздних этапах эволюции переходных зон (Япония, Камчатка), вероятнее всего,

связано с активизацией первичного диапира, обособившегося в мантийном клине над зоной субдукции.

Образование сложной покровно-складчатой структуры таких островных дуг приводит к тому, что первичный диапир смещается относительно островодужного сооружения и возникает новый вулканический фронт, представленный островодужными толеитами и примитивными андезитами I типа (четвертичные вулканы островов Хонсю и Хоккайдо). Активизация первичного диапира, скорее всего, вызывается подъемом "вторичного" диапира гавайского типа, тесно связанного с процессами задугового и интрадугового спрединга. Более того, появление примитивных андезитов алеутского типа в обстановке растяжения может рассматриваться как индикатор окраинно-континентального рифтогенеза, происшедшего в результате подъема вторичного диапира первоначально обогащенной мантии. Ярким примером такого процесса является Апускско-Пахачинский рифт в обрамлении Командорской котловины Берингова моря, на протяжении верхнего миоцена — плейстоцена генерировавший примитивные оливин-бронзитовые андезиты алеутского типа.

Многочисленное повторение импульсов теплового диапиризма может приводить к образованию "пудинговой" мантии в представлении Дж. Морриса и С. Харта [153], в которой диапиры гавайского типа (обогащенные) располагаются в матрице, представленной истощенной океанической литосферой. Появление андезитов II типа на активных континентальных окраинах и зрелых островных дугах возможно только в процессе интрадугового или окраинно-континентального рифтогенеза. Процессы подъема диапира гавайского типа могли иметь место с рифейского времени, что доказывается нахождением примитивных андезитов алеутского типа в рифей-кембрийских вулканических поясах Монголии и Юго-Восточной Австралии.

В дальнейшей эволюции источников островодужного магматизма основную роль играла аккреционная тектоника, в процессе которой островные дуги причленялись к древнему континентальному блоку, наращивая таким образом континентальные массы. Наличие мощной коры создавало предпосылки для внутрикамерной контаминации мантийных расплавов осадочными и метаморфическими породами сиала. Однако основным источником андезитов III типа, характерных для активных континентальных окраин, являлась метасоматически обогащенная субконтинентальная мантия центрально-итальянского типа, причем возраст обогащения этого источника может быть весьма древним [165].

В заключение нужно отметить, что эволюция вулканизма зон перехода океан—континент представляет собой сложный и многоплановый процесс, связанный со взаимодействием различных типов литосферы, с тепловым мантийным диапиризмом и участием в петрогенезисе глубинных геохимически гетерогенных магматических источников.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное комплексное исследование геологического строения и вещественного состава позднекайнозойских вулканитов обрамления Командорской впадины позволяет сделать следующие выводы.

В составе позднекайнозойских вулканических образований обрамления Командорской глубоководной впадины выделяются два структурно-вещественных комплекса, сопоставимые по петролого-геохимическим данным с островодужными известково-щелочными и толеитовыми сериями.

Рассмотренные выше вариации состава РЗЭ в позднекайнозойских лавах также подтверждают существование по крайней мере двух разнородных литосферных блоков в обрамлении Командорской котловины. Лавы Камчатского перешейка связаны с плавлением глубинных источников, геохимическая природа которых может быть охарактеризована как субконтинентальная. Обводненность магм, а следовательно, и субстрата, условия генерации расплавов этого региона типичны для зрелых в эволюционном плане структур с сиалической корой и литосферой субконтинентального типа.

Вулканиты Олюторско-Пахачинского блока генерировались из литосферных источников, сопоставимых с таковыми для магм энсиматических островных дуг, т.е. с мафической (субокеанической) литосферой. Относительная сухость и примитивность первичных расплавов этой части региона, свойственные океаническим структурам, подтверждают вывод об образовании пахачинских андезитов в пределах блока мафической литосферы.

Особняком стоят лавы мыса Крещенный Огнем (средний, Карагинско-Говенский блок), которые, несмотря на геохимическую близость к вулканитам Камчатского перешейка, являются наиболее обогащенными некогерентными элементами и редкими землями. Учитывая, что в этом районе палеогеновые вулканические серии характеризуются наличием пород, типичных для зрелых островодужных структур, заложившихся на субконтинентальной коре (шошониты, высококальциевые андезиты и т.п.), логично предположить, что он также обладает литосферой субконтинентального типа.

Сложная история перемещения блоков с литосферой разного типа на севере Камчатки, вероятно, получит дальнейшую расшифровку после проведения детальных палеомагнитных исследований. По-видимому, последним этапом в тектоническом сгущивании этого региона были среднемиоценовые движения, с которыми связываются

процессы расширения и образования глубоководной котловины Командорской впадины.

Сделанные выводы имеют важное значение для геологической съемки на севере Камчатской области. При региональных сопоставлениях необходимо учитывать особенности состава неоген-четвертичных вулканитов. Различия в генезисе эффузивов определяют их латеральную гетерогенность и должны приниматься во внимание при тектоно-магматическом районировании.

Андезиты обрамления Командорской котловины перспективны на ряд полезных ископаемых. Наиболее важны в этом аспекте вулканиты дислоцированного комплекса, в пределах которого выделяются две группы благоприятных для локализации оруденения объектов. Первая группа представляет собой реконструированные вулканические центры, с жерловыми фациями, дайками и штоками кальдерообразных депрессий которых связаны проявления минералов меди, серебра, флюорита, пейзажных черных и желтых опалов. Вторая группа включает в себя поля опалитизированной пироклаستيки, вмещающие лавы "рудных" андезитов, с обильной вкрапленностью сульфидов меди. С опалитами связаны проявления самородного золота. В титаномагнетитах андезитов обрамления Командорской котловины обнаружены повышенные концентрации титана, что наряду с присутствием в этих лавах ильменита позволяет говорить о вулканитах как о потенциальном источнике прибрежных россыпей ванадиеносных титаномагнетитов.

Изучение молодых вулканических образований, перекрывающих все сложные складчатые комплексы основания, позволяет более точно определить стадии процессов формирования литосферы в зонах перехода между океаном и континентом. Одним из примеров этого может служить Берингоморской регион на северо-западе Тихого океана.

1. *Абдурахманов А.И., Федорченко В.И.* Закономерности распределения некоторых редких (Sc, Zr, Y) и рудных (Au, Zn) элементов в четвертичных лавах Курильских островов // Вулканология и сейсмология. 1984. № 6. С. 55—56.
2. *Андреев С.И.* Петрофизические характеристики магматических пород и особенности геологического строения юга Корякского нагорья // Геофизические методы разведки в Арктике. 1975. Вып. 10. С. 41—51.
3. *Аношин Г.Н., Кепежинскас В.В.* Распределение золота в кайнозойских вулканических породах Курило-Камчатской провинции в связи с их петрохимическими особенностями // Геохимия. 1972. № 8. С. 910—925.
4. *Бабанский А.Д., Рябчиков И.Д., Богатииков О.А.* Эволюция щелочноземельных магм. М.: Наука, 1983. 95 с.
5. *Балашов Ю.А.* Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М.: Наука, 1985. 222 с.
6. *Богатииков О.А., Цветков А.А., Коваленко В.И.* Магматическая эволюция островных дуг // Тихоокеан. геология. 1985. № 1. С. 19—35.
7. *Богданов Н.А., Вишневская В.С., Сухов А.Н.* Верхнемеловые образования подводного хребта Ширшова (Берингово море) // ДАН СССР. 1983. Т. 273, № 5. С. 1241—1243.
8. *Богданов Н.А., Кепежинскас П.К.* Редкоземельные элементы в позднекайнозойских вулканитах запада Беринговоморского региона — показатели типа литосферы // Там же. 1988. Т. 301, № 2. С. 551—554.
9. *Богданов Н.А., Кепежинскас В.В., Кепежинскас П.К.* Кайнотипные вулканиты хребта Ширшова (Берингово море) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 3. С. 14—23.
10. *Богданов Н.А., Кепежинскас В.В., Федорчук А.В., Усова Л.В.* Берингово море // Петрология и геохимия магматизма островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. С. 68—92.
11. *Богданов Н.А., Чехович В.Д., Сухов А.Н., Вишневская В.С.* Тектоника Олюторской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 189—217.
12. *Борсук А.М., Геншафт Ю.С., Цветков А.А.* Магматизм в эволюции Алеутской островной дуги // Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982. С. 116—141.
13. *Борсук А.М., Цветков А.А.* Магматические формации западной части Алеутской островной дуги // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 9. С. 20—36.
14. *Буго А., Жорон Ж.Л., Тройль М.* Гетерогенность мантии: (Атлантический океан между Азорскими островами и 10° с.ш.) // Геология Мирового океана. М.: Наука, 1984. С. 114—135.
15. Вулканические пояса востока Азии. М.: Наука, 1984. 504 с.
16. *Герман Л.Л.* Древнейшие кристаллические комплексы Камчатки. М.: Недра, 1978. 128 с.
17. *Гладенков А.Ю.* Осадочные неогеновые отложения между речья Пахачи и Апуки (юг Корякского нагорья) // Литосфера: Вопросы геологии и охраны среды. М.: Наука, 1985. С. 24—25.
18. *Гладенков Ю.Б.* Об алнейской серии Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 5. С. 121—128.
19. *Гладенков Ю.Б., Маргулис Л.С., Савицкий В.О., Шанцер А.Е.* Корреляция геологических событий позднего миоцена — плиоцена северо-запада Тихоокеанского пояса // Там же. 1980. № 9. С. 5—19.
20. *Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е.* Значение палеомагнитных данных для стратиграфии кайнозоя Центральной и Восточной Камчатки // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53, вып. 4. С. 35—41.

21. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Недра, 1975. 270 с.
22. Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутюлин В.А. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971. 454 с.
23. Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М.: Недра, 1972. 286 с.
24. Егиазаров Б.Х. Геологическое строение Аляски и Алеутских островов. Л.: Недра, 1969. 264 с.
25. Егиазаров Б.Х., Дундо О.П., Анискина Л.И. и др. Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. Л.: Недра, 1965. 342 с.
26. Жегаев Ю.В. Командорские острова // Геология СССР. М.: Недра, 1964. Т. 31, ч. 1: Геологическое описание. С. 26—58.
27. Закариадзе Г.С., Шараськин А.Я., Пархоменко В.С., Аношин Г.Н. Особенности эволюции южной части региона Филиппинского моря в свете данных по геохимии вулканизма островных дуг интрадуговых впадин // Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан—континент. Новосибирск: Наука, 1984. С. 126—143.
28. Иващенко Р.У., Казакова Э.И., Сергеев К.Ф. и др. Геология Командорских островов. Владивосток: Кн. изд-во, 1984. 193 с.
29. Кадик А.А., Максимов А.П. Генезис андезитовых магм: Проблема режима воды и температуры // Геохимия. 1982. № 6. С. 797—821.
30. Казакова Э.И., Стрельцов М.И. Базальт-риолитовая ассоциация Командорских островов // Восточно-Азиатские островные системы. Южно-Сахалинск: Кн. изд-во, 1978. С. 131—140.
31. Кепежинская В.В. Разделение базальтов и андезитов кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции посредством дискриминантной функции // ДАН СССР. 1970. Т. 192, № 5. С. 1147—1150.
32. Кепежинская В.В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 312 с.
33. Кепежинская В.В. Известково-щелочные параллельные дайки офиолитов как признаки интрадугового спрединга // ДАН СССР. 1984. Т. 278, № 3. С. 700—703.
34. Кепежинская В.В., Кепежинская П.К., Усова Л.В. Происхождение кампони-
- тов Агардагского дайкового комплекса нагорья Сангилен (Тува) // Геология и геофизика. 1984. № 4. С. 55—62.
35. Кепежинская П.К. Генезис шошонитовой серии юга Корякского нагорья // Геологические процессы литосферы. М.: Наука, 1986. С. 16—19.
36. Кепежинская П.К., Бакуменко И.Т., Усова Л.В. Кристаллизация маловодных андезитовых расплавов по данным изучения магматических включений в минералах // ДАН СССР. 1986. Т. 286, № 6. С. 1487—1490.
37. Кепежинская П.К., Богданов В.Н., Золоторев В.В. Статистический анализ химизма андезитов островных дуг и активных континентальных окраин // Геология и геофизика. 1987. № 5. С. 75—85.
38. Кепежинская П.К., Пархоменко В.С. Редкоземельные элементы в оливин-бронзитовых андезитах обрамления Командорской котловины // ДАН СССР. 1987. Т. 295, № 6. С. 1444—1447.
39. Кепежинская П.К., Федоров П.И. Состав и структурное положение позднекайнозойских вулканитов Камчатского перешейка и Олюторской зоны Корякского нагорья // Изв. вузов. Геология и разведка. 1986. № 8. С. 13—21.
40. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 160 с.
41. Колосков А.В., Волынец О.Н., Пополитов Э.И. Минералогия и геохимия ультраосновных включений в четвертичных вулканитах Камчатки // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1983. С. 85—94.
42. Кураленко Н.П. Отложения подножий вулканов различных климатических обстановок. М.: Наука, 1986. 110 с.
43. Кутюлин В.А., Прусевич А.А. Петрохимические методы определения некоторых условий образования вулканических пород // Петрохимия, генезис и рудоносность магматических формаций Сибири. Новосибирск: Наука, 1985. С. 148—158.
44. Леонова Л.Л. Геохимия четвертичных и современных вулканических пород Курильских островов и Камчатки // Геохимия. 1979. № 2. С. 179—197.
45. Маракушев А.А. Ликвационная природа андезитовых вулканических серий // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 8. С. 25—37.

46. *Переделов А.Б., Базанова Л.И., Флоренский И.В., Балуев Э.Ю.* Геохимическая эволюция позднекайнозойского магматизма юго-восточного фланга Малко-Петропавловской зоны поперечных разломных дислокаций (Камчатка) // Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. Новосибирск: Наука, 1986. С. 165—179.
47. *Перчук Л.Л.* Усовершенствование дупироксенового геотермометра для глубоких перидотитов // ДАН СССР. 1977. Т. 233, № 3. С. 456—459.
48. *Перчук Л.Л.* Пироксеновый барометр и "пироксеновые геотермы" // Там же. № 6. С. 1196—1200.
49. Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. М.: Наука, 1966. 280 с.
50. *Пискунов Б.Н.* Вулканизм Большой Курильской гряды и петрология пород высокоглиноземистой серии. Новосибирск: Наука, 1975. 188 с.
51. *Пичугина Г.К., Криштофович Л.В., Егиазаров Б.Х.* Схема стратиграфии палеогеновых и миоценовых отложений северо-западной части Олоторско-Камчатской складчатой области // Стратиграфия и литология меловых, палеогеновых и неогеновых отложений Корякско-Анадырской области. Л.: Недра, 1974. С. 42—47.
52. *Поздеев А.И.* К стратиграфии неогеновых вулканогенных образований Корякского нагорья: Тез. докл. XIV Тихоокеан. конгр. М.: Наука, 1979. Т. 2. С. 97—98.
53. *Пополитов Э.И., Волицец О.Н.* Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск: Наука, 1981. 182 с.
54. Происхождение вулканических серий островных дуг / Т.И. Фролова, И.А. Бурикова, А.В. Гущин и др. М.: Недра, 1985. 275 с.
55. *Пузанков Ю.М., Валов М.Г.* Происхождение базальт-андезитовых ассоциаций Камчатского перешейка по петрохимическим и радиохимическим данным // Тихоокеан. геология. 1984. № 1. С. 107—112.
56. *Радченко Н.С., Косыко М.К.* О субщелочных базальтоидах в южной части Корякского нагорья // ДАН СССР. 1968. Т. 178, № 5. С. 1175—1178.
57. *Ротман В.К.* Петрохимическая эволюция лав Среднего Камчатского хребта // Петрохимические особенности молодого вулканизма. М.: Наука. 1963. С. 56—70.
58. *Салин Ю.С., Челебаева А.И.* Новые данные о морских неогеновых отложениях западного побережья залива Корфа на Камчатке // Стратиграфия кайнозойских отложений Дальнего Востока. Владивосток: Кн. изд-во, 1977. С. 95—101.
59. *Синельников С.Г., Валов М.Г., Боровцов А.К.* Стратиграфия кайнозойских отложений северной части Центрально-Камчатского вулканического пояса: Район перешейка // Вулканические пояса Камчатки: Тез. докл. Петропавловск-Камчатский: Кн. изд-во, 1979. С. 25—28.
60. *Соболев В.С.* Образование магм и магматических горных пород // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1976. С. 112—147.
61. *Соболев В.С.* Козситовые (кварцевые) эглогиты как источник мантийных магм, богатых кремнеземом // Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979. С. 7—11.
62. *Соболев В.С.* Проблема смешения магм при образовании изверженных пород и проблема ликвации // Петрология и минералогия земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1981. С. 102—108.
63. *Соболев В.С., Бакуменко И.Т., Костюк В.П.* О возможности использования расплавных включений для петрологических реконструкций // Геология и геофизика. 1976. № 5. С. 146—148.
64. *Харт С.Р.* Содержание К, Rb, Cs, Sr, Ba и отношение изотопов Sr в базальтах океанического дна // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 125—139.
65. *Цветков А.А.* Магматизм Алеутской дуги и проблемы петрогенезиса островодужных изверженных пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 4. С. 3—19.
66. *Цветков А.А.* Магматическая эволюция островных дуг: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1985. 48 с.
67. *Цветков А.А., Шмидт О.А.* Глубинные включения в магматических породах Командорских островов (первые находки) // ДАН СССР. 1982. Т. 267, № 4. С. 930—934.
68. *Цуканов Н.В., Вишневецкая В.С., Каза-*

- рина Г.Х., Витухин Д.И. Состав и возраст кремнистых пород хребта Ширшова (Берингово море) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. N 11. С. 80—85.
69. Шанцер А.Е., Шапиро М.Н. Эволюция вулканических зон Камчатки в связи с тектоническим развитием активной континентальной окраины // Вулканология и сейсмология. 1984. N 2. С. 26—40.
  70. Шанцер А.Е., Шапиро М.Н., Колосков А.В. и др. Эволюция структуры Лесновского поднятия и его обрамления в кайнозой (Северная Камчатка) // Тихоокеан. геология. 1985. N 4. С. 66—74.
  71. Шапиро М.Н. Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М.: Наука, 1976. 124 с.
  72. Шмидт О.А. Тектоника Командорских островов и структура Алеутской гряды. М.: Наука, 1978. 100 с.
  73. Шека С.А. Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 166 с.
  74. Эварт А. Минералогия и химизм третичных и современных дацитовых, латитовых, риолитовых и родственных салических вулканитов // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 19—98.
  75. Эрлих Э.Г. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 242 с.
  76. Allegre C.J., Dupre B., Lewin E. Thorium/uranium ratio of the earth // Chem. Geol. 1986. Vol. 56, N 314. P. 219—227.
  77. Anderson A.T. Probable relation between plagioclase zoning and magma dynamics, Fuego Volcano, Guatemala // Amer. Miner. 1984. Vol. 69, N 7/8. P. 660—676.
  78. Aoki K.-I. Petrology of mafic inclusions from Itinomegata, Japan // Contrib. Miner. and Petrol. 1971. Vol. 30, N 4. P. 314—331.
  79. Apter M.J. Rare earth element systematics of hydrous liquids from partial melting of basaltic eclogite: A reevaluation // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 52, N 1. P. 172—182.
  80. Arculus R.J., Johnson R.W. Island-arc magma sources: a geochemical assessment of the roles of slab derived components and crustal contamination // Geochim. J. 1981. Vol. 15, N 3. P. 109—133.
  81. Arculus R.J., Johnson R.W., Chappell B.W. et al. Ophiolite — contaminated andesites, trachybasalts, and cognate inclusion of Mount Lamington, Papua New Guinea: Anhydrite — amphibole — bearing lavas and the 1951 cumuldome // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1983. Vol. 18, N 1/4. P. 215—247.
  82. Arculus R.J., Powell R. Source component mixing in the regions of arc magma generation // J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91, N 6. P. 5613—5626.
  83. Bailey J.C. Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites // Chem. Geol. 1981. Vol. 32, N 1/2. P. 139—154.
  84. Blattner P., Reid F. The origin of lavas and ignimbrites of the Taupo volcanic zone, New Zealand, in light of oxygen isotope data // Geochim. et cosmochim. acta. 1982. Vol. 46, N 8. P. 1417—1429.
  85. Boyd F.R., Nixon P.H. Structure of the upper mantle beneath Lesotho // Carnegie Inst. Wash. Yb. 1973. Vol. 72. P. 431—445.
  86. Briggs R.M., Goles G.G. Petrological and trace element geochemical features of the Okete Volcanics, Western North Island, New Zealand // Contrib. Miner. and Petrol. 1984. Vol. 86, N 1. P. 77—88.
  87. Brophy J.G. The Cold Bay volcanic center, Aleutian Volcanic arc. I. Implications for the origin of hi-alumina arc basalts // Ibid. 1986. Vol. 93, N 3. P. 368—380.
  88. Brown G.M., Holland J.G., Sigurdsson H. et al. Geochemistry of the Lesser Antilles Volcanic island arc // Geochim. et cosmochim. acta. 1977. Vol. 41, P. 785—801.
  89. Budahn J.R., Schmitt R.A. Petrogenetic modeling of Hawaiian tholeiitic basalts: A geochemical approach // Ibid. 1985. Vol. 49, N 1. P. 67—87.
  90. Byers F.M.(Jr.). Petrology of three volcanic suites, Umnak and Bogoslof islands, Aleutian islands, Alaska // Geol. Soc. Amer. Bull. 1961. Vol. 72, N 1. P. 93—128.
  91. Chow T.J., Stern R.J., Dixon T.N. Absolute and relative abundances of K, Rb, Sr and Ba in circum-Pacific island arc magmas with special reference to the Marianas // Chem. Geol. 1980. Vol. 28, N 1/2. P. 111—121.
  92. Clemens J.D. Water contents of silicic to intermediate magmas // Lithos. 1984. Vol. 17, N 4. P. 273—287.
  93. Clocchiatti R. Composition chimique des

- inclusions vitreuses des phenocristaux de quartz de quelques laves acides par l'analyse a la sonde electronique // C.r. Acad. sci. D. 1971. Vol. 272, N 16. P. 2045—2047.
94. *Cole J.W.* Andesites of the Tongariro volcanic centre, North Island, New Zealand // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1978. Vol. 3, N 1/2. P. 121—154.
95. *Conrad W.K., Kay R.W.* Ultramafic and mafic inclusions from Adak Island: crystallization history and implications for the nature of primary magmas and crustal evolution in the Aleutian arc // J. Petrol. 1984. Vol. 25, N 1. P. 88—126.
96. *Crawford A.J., Beccaluva L., Serri G.* Tectonomagmatic evolution of the west Philippine — Mariana region and the origin of boninites // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 54, N 2. P. 346—356.
97. *De Long S.E., Perfit M.R., McCulloch M.T., Auch J.* Magmatic evolution of Semisopchnoi Island, Alaska: trace element and isotopic constraints // J. Geol. 1985. Vol. 93, N 4. P. 609—618.
98. *Dodge F.C.W., Calk L.C., Kistler R.W.* Lower Crustal xenoliths, Chinese Peak lava flow, Central Sierra Nevada // J. Petrol. 1986. Vol. 27, N 6. P. 1277—1304.
99. *Dostal J., Zentilli M., Caellas J.C., Clark A.H.* Geochemistry and origin of volcanic rocks of the Andes (26—28°S) // Contrib. Miner. and Petrol. 1977. Vol. 63, N 1. P. 113—128.
100. *Drake M.J.* Plagioclase — melt equilibrium // Geochim. et cosmochim. acta. 1976. Vol. 40, N 4. P. 457—466.
101. *Eichelberger J.C.* Origin of andesite and dacite: evidence of mixing at Glass mountain in California and at other circum-Pacific volcanoes // Geol. Soc. Amer. Bull. 1975. Vol. 86, N 10. P. 1381—1391.
102. *Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K.* Rare-earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. et cosmochim. acta. 1978. Vol. 42, N 8. P. 1199—1212.
103. *Ewart A., Brothers R.W., Mategon A.* An outline of the geology and geochemistry, and the possible petrogenetic evolution of the volcanic rocks of the Tonga—Kermadec—New Zealand arc // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1977. Vol. 2, N 3. P. 205—250.
104. *Ewart A., Bryan W.B., Gill J.B.* Mineralogy and geochemistry of the younger volcanic Islands of Tonga, S.W. Pacific // J. Petrol. 1973. Vol. 14, N 3. P. 420—466.
105. *Francis D.M.* The origin of amphibole in ilherzolite xenoliths from Nunivak Island, Alaska // Ibid. 1976. Vol. 17, N 3. P. 357—379.
106. *Freund F., King B.V.* A new solid state diffusion model applied to inverse zoning and diffusion rims in minerals // Phys. and Chem. Miner. 1984. Vol. 11, N 3. P. 113—124.
107. *Frey F.A., Gerlach D.C., Hickey R.L.* et al. Petrogenesis of the Laguna del Maule volcanic complex, Chile (36°S) // Contrib. Miner. and Petrol. 1984. Vol. 88, N 1/2. P. 133—149.
108. *Garcia M.O., Jacobsen S.S.* Crystal clots, amphibole fractionation and the evolution of calc-alkaline magmas // Ibid. 1979. Vol. 69, N 4. P. 319—327.
109. *Gasparrick T.L.* Two-pyroxene thermobarometry with new experimental data in the system CaO—MgO—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub> // Ibid. 1984. Vol. 87, N 1. P. 87—97.
110. *Gates O., Powers H.A., Wilcox R.E.* Geology of the Near Islands, Alaska // Bull. US Geol. Surv. 1971. Vol. 1028-U. P. 709—822.
111. *Gill J.B.* Orogenic andesites and plate tectonics. B.; Heidelberg; N.Y.: Springer, 1981. 390 p.
112. *Gill J.B.* Sr—Pb—Nd isotopic evidence that both MORB and OIB sources contribute to oceanic island arc magmas in Fiji // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. Vol. 68, N 4. P. 443—458.
113. *Gill J.B., Stork A.L., Whelan P.M.* Volcanism accompanying back-arc basin development in the South-West Pacific // Tectonophysics. 1984. Vol. 102, N 1/4. P. 207—224.
114. *Glazner A.F.* Activities of olivine and plagioclase components in silicate melts and their application to geothermometry // Contrib. Miner. and Petrol. 1984. Vol. 88, N 3. P. 260—268.
115. *Hammarstrom J.M., Zen E.A.* Aluminium in hornblende: An empirical igneous geobarometer // Amer. Miner. 1986. Vol. 71, N 11/12. P. 1297—1313.
116. *Harris D.M., Anderson A.T.* Volatiles H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, and Cl in a subduction related basalt // Contrib. Miner. and Petrol. 1984. Vol. 87, N 2. P. 120—128.
117. *Henderson P., Nolan J., Cunningham G.C.,*

- Lowry R. Structural controls and mechanisms of diffusion in natural silicate melts // *Ibid.* 1985. Vol. 89, N 2/3. P. 263—272.
118. Hickey R.L., Frey F.A. Geochemical characteristics of boninite series volcanics: implications for their source // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1982. Vol. 46, N 11. P. 2099—2115.
119. Hole M.J., Saunders A.D., Marriener G.F., Tarney J. Subduction of pelagic sediments: implications for the origin of Ge-anomalous basalts from the Mariana islands // *J. Geol. Soc. London.* 1984. Vol. 141, N 3. P. 453—472.
120. Holm P.E. The geochemical fingerprints of different tectonomagmatic environments using hygromagmatophile element abundances of tholeiitic basalts and basaltic andesites // *Chem. Geol.* 1985. Vol. 51, N 3/4. P. 303—323.
121. Ishizaka K., Carlson R.W. Nd—Sr systematics of the Setouchi volcanic rocks, South-West Japan: a clue to the origin of orogenic andesite // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1983. Vol. 64, N 3. P. 327—340.
122. Ito E., Stern R.J. Oxygen — and strontium-isotopic investigations of subduction zone volcanism: the case of the Volcano arc and the Marianas island arc // *Ibid.* 1985. Vol. 76, N 3/4. P. 312—320.
123. Jakes P., Gill J.B. Rare earth elements and the island arc tholeiitic series // *Ibid.* 1970. Vol. 9, N 1. P. 17—28.
124. Jakes P., White A.J.R. Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1972. Vol. 83, N 1. P. 29—40.
125. James D.E., Murcia L.A. Crustal contamination in Northern Andean volcanics // *J. Geol. Soc. London.* 1984. Vol. 141, N 5. P. 823—830.
126. Jenner G.A. Geochemistry of high—Mg andesites from Cape Vogel, Papua New Guinea // *Chem. Geol.* 1981. Vol. 33, N 3. P. 307—332.
127. Johnson C.M., O'Neil J.R. Triple junction magmatism: a geochemical study of Neogene volcanic rocks in Western California // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol. 71, N 2. P. 241—262.
128. Johnston A.D. Anhydrous P—T phase relations of near primary high-alumina basalt from the South Sandwich Islands: implications for the origin of island arcs and tonalite — trondhjemite series rocks // *Contrib. and Miner. Petrol.* 1986. Vol. 92, N 3. P. 368—382.
129. Kay R.W. Elemental abundances relevant to identification of magma sources // *Philos. Trans. Roy. Soc. London. A.* 1984. Vol. 310. P. 535—547.
130. Kay S.M., Kay R.W. Aleutian tholeiitic and calc-alkaline magma series. I. The mafic phenocrysts // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1985. Vol. 90, N 2/3. P. 276—290.
131. Kay S.M., Kay R.W. Role of crystal cumulates and the oceanic crust in the formation of the lower crust of the Aleutian arc // *Geology.* 1985. Vol. 13, N 7. P. 461—464.
132. Kushiro I. Petrology of high—MgO bron-zite andesite resembling boninite from site 458 near the Mariana trench // *Init. Rep. DSDP.* 1982. Vol. 60. P. 731—733.
133. Leake B.E. Nomenclature of amphiboles // *Miner. Mag.* 1978. Vol. 42, N 6. P. 533—563.
134. Le Bas M.J. The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage // *Amer. J. Sci.* 1962. Vol. 260, N 4. P. 267—288.
135. Le Maitre R.W. A proposal by the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram // *Austral. J. Earth Sci.* 1984. Vol. 31, N 2. P. 243—255.
136. Leterrier J., Maury R.C., Thonon P. et al. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleovolcanic series // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 59, N 1. P. 139—154.
137. Loomis T.P. Numerical simulations of crystallization processes of plagioclase in complex melts: the origin of major and oscillatory zoning in plagioclase // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1982. Vol. 81, N 2. P. 219—229.
138. Lopez-Escobar L., Frey F.A., Vergara M. Andesites and highalumina basalts from the Central South Chile High Andes; geochemical evidence bearing on their petrogenesis // *Ibid.* 1977. Vol. 63, N 3. P. 199—228.
139. Marcelot G., Dupuy C., Girod M., Maury R.C. Petrology of Futuna island lavas (New Hebrides): an example of calc-alkaline magmatism associated with the initial stages of back-arc spread-

- ding // *Chem. Geol.* 1983. Vol. 38, N 1. P. 23—37.
140. *Marriner G.F., Millward D.* The petrology and geochemistry of Cretaceous to eocent volcanism in Colombia: the magmatic history of an accretionary plate margin // *J. Geol. Soc. London.* 1984. Vol. 141, N 3. P. 473—486.
  141. *Marsh B.D.* Some Aleutian andesites: their nature and source // *J. Geol.* 1976. Vol. 84, N 1. P. 27—45.
  142. *Marsh B.D., Carmichael I.S.E.* Benioff zone magmatism // *J. Geophys. Res.* 1974. Vol. 79, N 8. P. 1196—1206.
  143. *McKenzie D.* Mantle mixing still a mystery // *Nature.* 1986. Vol. 323, N 6086. P. 297.
  144. *McLean H., Hein J.R.* Paleogene geology and chronology of South-Western Umnak island, Aleutian islands, Alaska // *Canad. J. Earth Sci.* 1984. Vol. 21, N 1. P. 171—180.
  145. *McLennan S.M., Taylor S.R.* Role of subducted sediments in island-arc magmatism: constraints from REE patterns // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol. 54, N 3. P. 423—430.
  146. *Meijer A.* Primitive arc volcanism and a boninite series: examples from Western Pacific island arcs // *The tectonic and geophysical evolution of South-East Asia seas and islands* / Ed. D. Hayers. *Amer. Geophys. Union*, 1980. Vol. 23. P. 269—282.
  147. *Meijer A., Reagan M.* Petrology and chemistry of the island of Sarigan in the Mariana arc: calc-alkaline volcanism in an oceanic setting // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1981. Vol. 77, N 4. P. 337—354.
  148. *Mertzman S.A.* The petrology and geochemistry of the Medicine Lake volcano, California // *Ibid.* 1977. Vol. 62, N 3. P. 221—247.
  149. *Merzbacher C., Eggler D.H.* A magmatic geothermometer: application to Mount St. Helens and other dacitic magmas // *Geology.* 1984. Vol. 12, N 10. P. 587—590.
  150. *Miyashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *Amer. J. Sci.* 1974. Vol. 274, N 3. P. 321—355.
  151. *Miyashiro A.* Classification, characteristics and origin of ophiolites // *J. Geol.* 1975. Vol. 83, N 2. P. 249—282.
  152. *Morrice M.G., Gill J.B.* Spatial patterns in the mineralogy of island arc magma series: Sangihe arc, Indonesia // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 1986. Vol. 29, N 1/4. P. 311—353.
  153. *Morris J.B., Hart S.R.* Isotopic and incompatible element constraints on the genesis of island arc volcanics from Cold Bay and Amak Island, Aleutians and implications for mantle structure // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1983. Vol. 47, N 11. P. 2015—2030.
  154. *Murakami N.* High-grade metamorphic inclusions in cenozoic volcanic rocks from West Sanin, South-West Japan // *J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol.* 1975. Vol. 70, N 12. P. 424—439.
  155. *Myers J.D., Marsh B.D., Sinha A.K.* Strontium isotopic and selected trace element variations between two Aleutian volcanic centers (Adak and Atka): implications for the development of arc volcanic plumbing systems // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1985. Vol. 91, N 3. P. 221—234.
  156. *Myers J.D., Marsh B.D., Sinha A.K.* Geochemical and strontium isotopic characteristics of parental Aleutian arc magmas: evidence from the basaltic lavas of Atka // *Ibid.* 1986. Vol. 94, N 1. P. 1—11.
  157. *Nisbet E.G., Pearce J.A.* Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings // *Ibid.* 1977. Vol. 63, N 2. P. 149—160.
  158. *Okamoto K.* A constraint on the origin of andesites based on Cs/Rb ratios // *Western Pacific and magma genesis: Abstr. pap. Tokyo, 1978.* P. 310.
  159. *Pearce J.A., Lippard S.J., Roberts S.* Characteristics and tectonic significance of suprasubduction zone ophiolites // *Marginal basin geology.* 1984. P. 77—94.
  160. *Pearce J.A., Norry M.J.* Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1979. Vol. 69, N 1. P. 33—47.
  161. *Peccherillo A., Taylor S.R.* Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // *Ibid.* 1976. Vol. 58, N 1. P. 63—81.
  162. *Pe-Piper G.* Zoned pyroxenes from shoshonite lavas of Lesbos, Greece: Inferences concerning shoshonite petrogenesis // *J. Petrol.* 1984. Vol. 25, N 2. P. 453—472.
  163. *Perfit M.R., Gust D.A., Bence A.E.* et al. Chemical characteristics of island arc basalts: implications for mantle

- sources // *Chem. Geol.* 1980. Vol. 30, N 3. P. 227—256.
164. *Roedder E.* Fluid inclusions // *Rev. Miner.* 1984. Vol. 12. P. 1—561.
  165. *Rogers N.W., Hawkesworth C.J., Parker R.J., Marsh J.S.* The geochemistry of potassic lavas from Vulsini, central Italy and implications for mantle enrichment processes beneath the Roman region // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1985. Vol. 90. N 2/3. P. 244—257.
  166. *Sakuyama M.* Petrology of arc volcanic rocks and their origin by mantle diapirs // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 1983. Vol. 18, N 1/4. P. 297—320.
  167. *Sato H., Banno S.* NiO—Fe relation of magnesian olivine phenocryst in high-magnesian andesite and associated basalts-andesite-sanukite from North-East Shikoku, Japan // *Bull. Volcanol. Soc. Jap.* 1983. Vol. 28, N 2. P. 141—156.
  168. *Saunders A.D., Tarney J.* The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in the Scotia Sea // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1979. Vol. 43, N 4. P. 555—572.
  169. *Sinton J.M.* Ultramafic inclusions and high-pressure xenocrysts in submarine basanitoid, Equatorial Mid-Atlantic Ridge // *Conge* // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1979. Vol. 70, N 1. P. 49—57.
  170. *Stewart D.C.* Crystal clots in calc-alkaline andesite as breakdown products of high—Al amphiboles // *Ibid.* 1975. Vol. 53, N 1/2. P. 195—204.
  171. *Stormer J.C., Whitney J.A.* Two-feldspar geothermometry in granulite facies metamorphic rocks // *Ibid.* 1977. Vol. 65, N 2. P. 123—133.
  172. *Sukhov A.N., Lyapunov S.M., Drubetskoy E.R.* Trace elements and K—Ar age of igneous and metamorphic rocks of the Shirshov Ridge, Bering Sea // *Abstr. XVI Pacif. Congr. Seoul.* 1987. P. 316.
  173. *Takahashi E.* Genesis of calc-alkali andesite magma in a hydrous mantle-crust boundary: petrology of lherzolite xenoliths from Ichinomegata Crater, Oga Peninsula, North-Eastern Japan, pt II // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 1986. Vol. 29, N 1/4. P. 355—395.
  174. *Tatsumi Y.* Melting experiments on a high-magnesian andesite // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol. 54, N 2. P. 357—365.
  175. *Tatsumi Y., Hamilton D.L., Nesbitt R.W.* Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 1986. Vol. 29, N 1/4. P. 293—309.
  176. *Tatsumi Y., Ishizaka K.* Origin of high-magnesian andesites in the Setouchi volcanic belt, South-West Japan. I. Petrographical and chemical characteristics // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 60, N 2. P. 293—304.
  177. *Taylor S.R., Kaye M., White A.J.R.* et al. Genetic significance of Co, Cr, Ni, Sc and V contents of andesites // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1969. Vol. 33, N 2. P. 275—286.
  178. *Tera F., Brown L., Morris J.* et al. Sediment incorporation in island-arc magmas: Inferences from <sup>10</sup>Be // *Ibid.* 1986. Vol. 50, N 4. P. 535—550.
  179. *Varne R.* On the origin of spinel lherzolite inclusions in basaltic rocks from Tasmania and elsewhere // *J. Petrol.* 1977. Vol. 18, N 1. P. 1—23.
  180. *Varne R.* Ancient subcontinental mantle: a source for K-rich orogenic volcanics // *Geology.* 1985. Vol. 13, N 6. P. 405—408.
  181. *Von Drach V., Marsh B.D., Wasserburg G.J.* Nd and Sr isotopes in the Aleutians: multicomponent parenthood of island-arc magmas // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1986. Vol. 92, N 1. P. 13—34.
  182. *Walker J.A.* Volcanic rocks from the Nejapa and Granada cinder cone alignments, Nicaragua, Central America // *J. Petrol.* 1984. Vol. 25, N 2. P. 299—342.
  183. *Watson E.B.* Glass inclusions as samples of early magmatic liquid: determinative method and application to a South Atlantic basalt // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 1976. Vol. 1, N 1. P. 73—84.
  184. *Weaver S.D., Saunders A.D., Tarney J.* Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: implications for the genesis of calc-alkaline magmas // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 46, N 3. P. 344—360.
  185. *Wells P.R.A.* Pyroxene thermometry in simple and complex systems // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1977. Vol. 62, N 1. P. 129—139.
  186. *Wheller G.E., Varne R.* Genesis of dacitic magmatism at Batur volcano, Bali, Indonesia: implications for the origins of stratovolcano calderas // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 1986. Vol. 28, N 3/4. P. 363—378.

187. *White W.M.* Sources of oceanic basalts: radiogenic isotope evidence // *Geology*. 1985. Vol. 13, N 2. P. 115—118.
188. *Whitford D.J., Nicholls I.A., Taylor S.R.* Spatial variations in the geochemistry of quaternary lavas across the Sunda arc in Java and Bali // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1979. Vol. 70, N 3. P. 341—356.
189. *Wood D.A.* The application of a Th—Hf—Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British tertiary volcanic province // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 50, N 1. P. 11—30.
190. *Wood D.A., Joron J.L., Treuil M.* et al. Elemental and Sr-isotope variations in basic lavas from Iceland and surrounding ocean floor // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1979. Vol. 70, N 3. P. 319-339.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ .....	3
Глава I	
ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ОБРАМЛЕНИЯ КОМАНДОРСКОЙ КОТЛОВИНЫ .....	6
Вулканогенно-обломочный комплекс .....	7
Вулканогенный комплекс .....	16
Кайнотипная ассоциация вулканитов подводного хребта Ширшова .....	21
Глава II	
ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД .....	22
Юг Корякского нагорья .....	23
Бассейн р. Вывенка .....	42
Камчатский перешеек .....	46
Подводный хребет Ширшова .....	60
Глава III	
ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНИЧЕСКИХ СЕРИЙ .....	62
Замечания по методике обработки материала .....	62
Юг Корякского нагорья .....	64
Бассейн р. Вывенка .....	98
Камчатский перешеек .....	104
Подводный хребет Ширшова .....	119
Глава IV	
ГЛУБИННЫЕ КСЕНОЛИТЫ ИЗ ВУЛКАНИТОВ ОБРАМЛЕНИЯ КОМАНДОРСКОЙ КОТЛОВИНЫ .....	124
Ксенолиты пород гранулитовой фации метаморфизма .....	125
Включения шпинелевых дерцолитов в базанитах хребта Ширшова .....	133
Глава V	
РАСПЛАВЫ ОБРАЗОВАНИЯ И ВОЗМОЖНЫЕ ИСТОЧНИКИ ПЕРВИЧНЫХ РАСПЛАВОВ .....	139
Физико-химические условия формирования и эволюция первичных андезитовых расплавов .....	140
Возможные источники андезитовых расплавов .....	148
Глава VI	
ЭВОЛЮЦИЯ ВУЛКАНИЗМА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БЕРИНГОВОМОРСКОГО РЕГИОНА В ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ .....	156
ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....	164
ЛИТЕРАТУРА .....	166

## CONTENTS

INTRODUCTION .....	3
Chapter I	
LATE CENOZOIC VOLCANOGENIC ASSEMBLAGES OF THE KOMANDOR BASIN FRAMING .....	6
Volcano-clastic complex .....	7
Volcanogenic complex .....	16
Cenotype association of volcanites of the Shirshov Ridge .....	21
Chapter II	
PETROGRAPHY AND MINERALOGY OF VOLCANIC ROCKS .....	22
The South of the Koryak Upland .....	23
The basin of Vyvenka River (the Vetrovayam volcanic field) .....	42
The Kamchatka isthmus .....	46
The Shirshov Ridge .....	60
Chapter III	
PETROCHEMICAL CHARACTERISTICS OF VOLCANIC SERIES .....	62
About methods of the material treatment .....	62
The South of the Koryak Upland .....	64
The Basin of Vyvenka River .....	98
The Kamcatra isthmus .....	104
The Shirshov Ridge .....	119
Chapter IV	
DEEP XENOLITHS FROM VOLCANITES OF THE KOMANDOR BASIN FRAMING .....	124
Xenoliths of granulite facies rocks .....	125
Spinel lherzolite inclusions in the Shirshov Ridge basanites .....	133
Chapter V	
GENERATION CONDITIONS AND POSSIBLE SOURCES OF PRIMARY MELTS 139	
Physical and chemical conditions of formation and evolution of primary andesite melts .....	140
Possible sources of andesite melts .....	148
Chapter VI	
EVOLUTION OF VOLCANISM OF THE WESTERN PART OF THE BERING SEA REGION IN LATE CENOZOIC TIME .....	156
CONCLUSION .....	164
REFERENCES .....	166

2 р. 90 к.

5240