

С. А. ХУБУНАЯ

**Высокоглиноземистая
плагиотолеитовая
ФОРМАЦИЯ
ОСТРОВНЫХ
ДУГ**



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
Институт вулканологии

С. А. ХУБУНАЯ

Высокоглиноземистая
плагиотолеитовая
ФОРМАЦИЯ
ОСТРОВНЫХ
ДУГ

Ответственный редактор
кандидат геолого-минералогических наук
Г. П. АВДЕЙКО



МОСКВА "НАУКА" 1987



4903

Хубуная С.А. Высокоглиноземистая плаггиотолеитовая формация островных дуг. М.: Наука, 1987.

В монографии на основании изучения мелового и палеогенового вулканизма восточных полуостровов Камчатки выделена лейкократовая вулканоплутоническая формация. Доказано, что исходная магма всех вулканизов формации – плаггиотолеитовая.

Для минералогов, геологов, вулканологов.

Табл. 27, ил. 43, библиогр. 154 назв.

Рецензенты: *Н.Н. Гришин, П.П. Коряков*

Сергей Александрович Хубуная

ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТАЯ ПЛАГИОТОЛЕИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Утверждено к печати Институтом вулканологии ДВНЦ АН СССР

Редактор Т.Ю. Маренина. Редактор издательства О.М. Ванюкова
Художник М.Р. Ибрагимов. Художественный редактор В.Ю. Кученков
Технический редактор Г.П. Каренина. Корректор Г.В. Дубовицкая

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 35696

Подписано к печати 19.06.87. Т – 15708. Формат 60 × 90¹/₁₆. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Пресс Роман. Печать офсетная. Усл.печ.л. 10,5. Усл.кр.-отт. 10,8. Уч.-изд.л. 12,7
Тираж 600 экз. Тип.зак. 1592. Цена 2р. 30 к.

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

ВВЕДЕНИЕ

Полуострова Кроноцкий, Камчатский и Шипунский (восточные полуострова Камчатки), а также Малая Курильская гряда и ее подводное продолжение (хр. Витязь) расположены непосредственно перед глубоководным желобом и образуют внешнюю гряду Курило-Камчатской островной дуги. В их строении принимают участие мощные толщи меловых и палеогеновых шаровых лав и комагматических им интрузивных тел, характеризующих магматизм эмбрионального (подводного) этапа развития этой структуры. Актуальность изучения подобных вулканитов определяется отсутствием их петрогеохимических данных и фрагментарностью сведений о вулканизме эмбриональных стадий развития всех островных дуг, наиболее выдвинутых в сторону Тихого океана. Вулканизм незрелых островных дуг с тонкой субокеанической земной корой (Тонга, Кермадек, Южно-Сандвичева) изучен по потокам лав, излившихся на островах, тогда как о вулканизме наиболее раннего (подводного) этапа развития дуг можно судить лишь по единичным работам по внешним грядам островных дуг и материалам драгирования и глубоководного бурения островодужных склонов глубоководных желобов [61, 83, 100, 112, 138, 149; и др.]. Очевидно, что вулканическое вещество, сформированное в наиболее ранний, эмбриональный этап развития островной дуги, наименее дифференцировано и наиболее "примитивно" по геохимической специфике. Поэтому, с одной стороны, петрогеохимическое изучение меловых и палеогеновых магматических пород восточных полуостровов Камчатки дает редкую возможность проследить эволюцию вещества во времени, составить более полное представление об островодужных вулканических сериях, о процессах дифференциации островодужных магм и более уверенно судить о составе родоначальных магм и их источников.

С другой стороны, изучение вулканитов, формирующихся в течение геологических отрезков времени непосредственно в зоне сочленения континентальной и океанической земной коры, особенно важно как для анализа закономерностей геологического развития Камчатки, так и построения общих геодинамических моделей в зоне перехода от континента к океану.

Существуют взаимоисключающие точки зрения о палеотектоническом развитии восточных полуостровов Камчатки. Согласно наиболее распространенной из них, осадкообразование и вулканизм происходили в этом районе в позднем мелу на ложе Тихого океана, вблизи материкового склона [4, 13, 40, 65, 73; и др.]. Наиболее последовательные сторонни-

ки этой гипотезы помещают глубоководный желоб к западу от современного положения восточных полуостровов Камчатки, на месте Восточно-Камчатского прогиба еще в миоцене [41]. Эта тектоническая схема используется и в большинстве последних обобщающих петрогеохимических работ по Курило-Камчатскому региону [59]. Согласно противоположной точке зрения, меловые и палеогеновые породы накапливались в эвгеосинклинальном прогибе, а граница Тихого океана располагалась восточнее современного положения полуостровов [26, 70, 93, 94; и др.]. Очевидно, что неоднозначность палеотектонической интерпретации мел-палеогенового этапа развития этого района Камчатки затрудняет как геолого-поисковые работы, так и анализ геологического развития всего Курило-Камчатского региона. Актуальность петрогеохимического исследования мел-палеогеновых шаровых лав определяется возможностью однозначного решения места их формирования: в океанической или островодужной литосфере. Известно, что современные и древние вулканы, которые образовались в океанах, уверенно отличаются по ряду главных элементов и элементов-примесей от вулканитов островных дуг [85, 124, 144, 145; и др.]. Зная содержание этих элементов в меловых и палеогеновых вулканитах, можно в общих чертах судить и о месте их образования.

Настоящая работа посвящена петрогеохимическому изучению меловых и палеогеновых вулканитов Кроноцкого и Камчатского полуостровов, выделению среди них по петрографическим, минералогическим и геохимическим особенностям преобладающих типов пород (или одного типа) и установлению их формационной принадлежности путем сравнения с известными формационными типами вулканитов. Геохимическое изучение подобных пород Камчатки сделано впервые, поэтому была проведена оценка влияния вторичных процессов на первичный химический состав вулканитов, выявлены элементы, инертные и подвижные по отношению к вторичным процессам.

Работа проводилась в течение многих лет в творческом содружестве с Г.С. Барминой, А.А. Арискиным, Ю.Н. Разницыным, А.В. Колосковым и А.В. Соболевым. Автор пользовался консультацией и обсуждал отдельные ее аспекты с А.С. Павленко, Л.В. Дмитриевым, А.А. Кадиком, Г.С. Закариадзе, А.Я. Шараськиным, Г.Н. Нестеренко, Г.М. Колесовым, Ю.А. Балашовым, О.Н. Волынцом, Б.В. Ивановым. Помощь в выполнении аналитических определений оказали А.И. Округина, Г.В. Лец, В.А. Чубаров, И.А. Рощина, Н.А. Коровкина. Всем этим лицам автор выражает свою искреннюю благодарность.

Глава 1

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ БАЗАЛЬТОВ СВИТЫ МЫСА КАМЕНИСТОГО, КРОНОЦКОЙ СЕРИИ И БАКЛАНОВСКОЙ СВИТЫ

Полуострова Кроноцкий, Камчатский, Шипунский, Малая Курильская гряда и хр. Витязь занимают положение, наиболее близкое к океану и образуют внешнюю гряду Курило-Камчатской островной дуги (рис. 1).

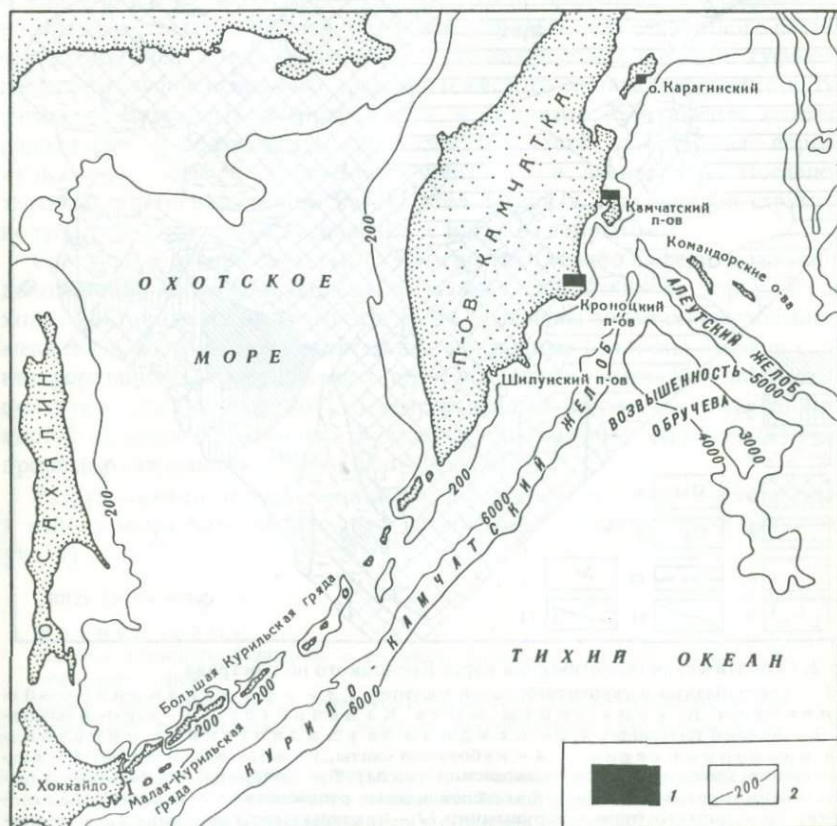


Рис. 1. Схематическая карта северо-западной части Тихого океана
1 - район исследований; 2 - изобаты, м

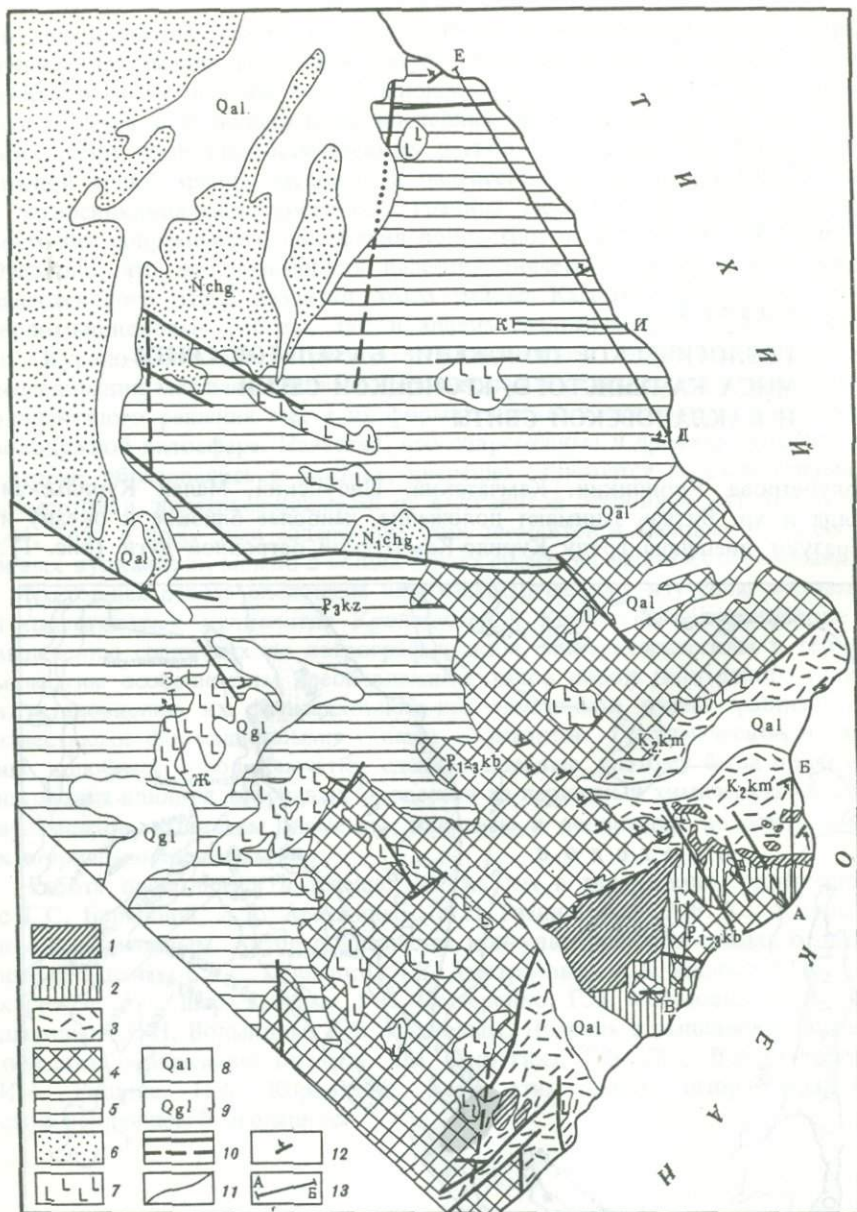


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Кроноцкого полуострова

1 — ультрабазиты и серпентинитовый меланж; 2, 3 — эффузивно-пирокластическая порода свиты мыса Каменистого; 2 — верхней пластины, 3 — нижней пластины; 4, 5 — осадочно-вулканогенные образования кроноцкой серии: 4 — кубовской свиты, 5 — козловской свиты; 6 — вулканогенно-осадочные породы чажминской свиты; 7 — долериты, порфириновые долериты и лейкократовые габбро; 8 — аллювиальные отложения; 9 — гляциальные отложения; 10 — дизъюнктивные нарушения; 11 — границы между свитами; 12 — элементы залегания; 13 — линия, отвечающая профилю непрерывного опробования вулканитов

КРОНОЦКИЙ ПОЛУОСТРОВ

Вулканогенно-осадочные образования Кроноцкого полуострова слагают крупную антиклинальную складку северо-восточного простирания (рис. 2). Ядро антиклинали образовано позднемеловыми породами свиты мыса Каменистого, собранными в мелкие складки и разбитыми на отдельные блоки многочисленными разрывными нарушениями. Оно располагается на юго-восточном окончании полуострова. Северо-западное крыло складки, сложенное палеоцен-эоценовыми вулканогенно-осадочными отложениями кроноцкой серии, образует пологую моноклираль северо-восточного простирания.

Геологическая позиция базальтов свиты мыса Каменистого

Отложения свиты мыса Каменистого занимают незначительную часть юго-восточного побережья полуострова. Наиболее полный разрез эффузивно-пирокластических и туфогенно-кремнистых образований вскрывается в обрывах вдоль берега Тихого океана между мысами Каменистый на севере и Кроноцкий на юге (рис. 3, А, Б). Свита представлена мощными, до нескольких десятков метров, потоками шаровых лав базальтового состава, чередующимися с прослоями обломочно-подушечных брекчий, туфоконгломератов, туфов основного, среднего и кислого состава, туфопелитов, туффитов, яшмовидных туфосилицитов и фтанитов с остатками скелетов радиолярий. В подчиненном количестве присутствуют осадочные породы: вулканомиктовые и туфогенные песчаники и алевролиты. Последовательный стратиграфический разрез этой толщи в современной структуре полуострова отсутствует, основание ее нигде не вскрыто.

Среди образований свиты мыса Каменистого можно выделить две толщи, довольно резко различающиеся по составу слагающих их пород. Их выходы, как показали наши работы [64], разделены зоной серпентинитового меланжа и образуют самостоятельные покровные пластины. Наряду с этой интерпретацией геологического строения свиты мыса Каменистого существует точка зрения [67] о непрерывности разреза от устья р. Каменистой до мыса Кроноцкого. Вулканогенно-осадочные образования свиты прорваны интрузиями гипербазитов [27, 68].

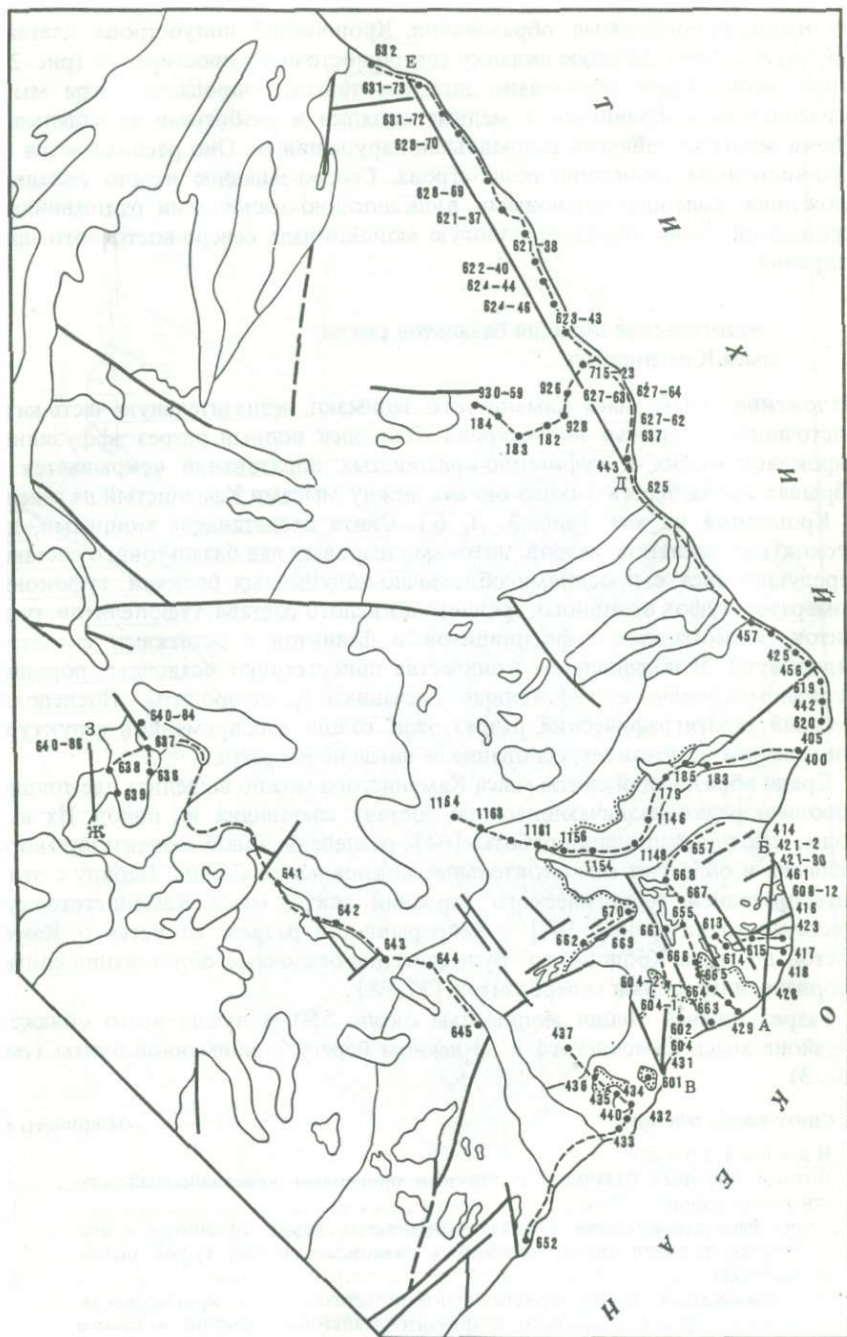
Разрез нижней толщи мощностью около 550 м лучше всего обнажен в районе мыса Каменистого и на южном берегу одноименной бухты (см. рис. 3).

Снизу вверх залегают:

Мощность, м

Нижняя толща:

Потоки шаровых базальтов с тонкими прослоями кристалло-гиалокластических туфов	10
Пачка переслаивающихся буровато-кремнистых пород (фтанитов и яшмовидных туфосилицитов) и зеленых гиалокластических туфов основного состава	55
Переменяющиеся пачки кристалловитрокластических и кристаллокластических туфов базальтового и андезитобазальтового состава и тонкие прослойки кремнистых туфосилицитов и фтанитов	80
Маломощная пачка хорошо сортированных вулканогенных алевролитов и основных туфов с комковатой отдельностью	2-3



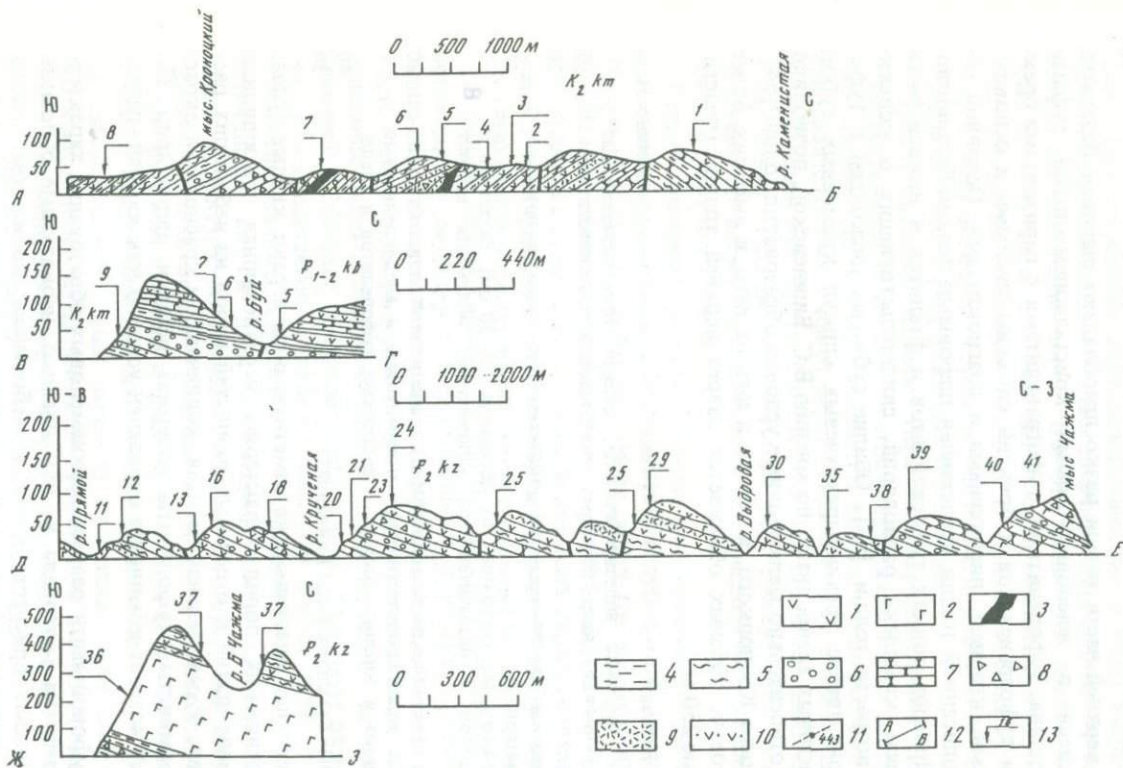


Рис. 3. Схематическая карта и разрезы опробования меловых и палеогеновых вулканитов Кроншотского полуострова

1 — потоки и покровы шаровых и моноклиновых лав плагиотолитов, ферробазальтов, ферроандезитобазальтов и ферроандезитов; 2 — силлы лейкократовых габбро и порфировых долеритов; 3 — ультрабазиты и серпентинитовый меланж; 4 — окремненные туфосилищиты и фтаниты; 5 — вулканогенные алевролиты и алевропелиты; 6 — туфогравелиты и туфокогломераты; 7 — вулканомиктовые и туфогенные песчаники; 8 — туфобрекчи; 9 — туфы дацитового состава; 10 — туфы базальтового и андезитового состава; 11 — точки опробования вулканитов и линия маршрута; 12 — линия геологического разреза; 13 — номер геологического тела в разрезе вулканитов. Остальные обозначения см. на рис. 2

Поток шаровых лав базальтового состава	50
Средняя толща:	
Поток шаровых базальтов	50
Мощная пачка литокластических базальтовых туфов	70
Поток шаровых базальтов	60

В разрезе верхней части толщи резко преобладают шаровые базальты, переслаивающиеся с зеленовато-серыми кристаллопемзовыми туфами дацитового состава, туфопелитами, туфогравелитами с горизонтами брекчий. Обломки туфогравелитов и брекчий сложены кислыми и основными эффузивами, кварцем, пироксенами и плагиоклазами. Основной состав разреза описанной толщи представлен шаровыми лавами базальтового состава. Прослой тонких туфосилицитов и фтанитов в нижней части толщи содержат комплекс радиолярий, свидетельствующих о коньяк-кампанском возрасте толщи [63]. Обилие губчатых дискоидей в туфосилицитах, присутствие трех-четырёхлучевых спикул кремневых губок в вулканомиктовых алевролитах, по мнению В.С. Вишневской, позволяют предполагать относительно мелководные условия образования толщи [64].

В районе мыса Кроноцкого, к северу и югу от него, в высоких, более 100 м, береговых обрывах обнажается разрез верхней толщи (пластины) мощностью 250 м.

Снизу вверх залегают:	Мощность, м
Субафирные шаровые андезитобазальты, сильно тектонизированные (район скалы Опасной), вверх по разрезу сменяющиеся гиалокластитами	20
Гиалокластиты	20
Переслаивающиеся светло-серые витрокластические туфы с примесью осадочного материала	50
Пачка конгломератов, состоящая из обломков (3–30 см) базальтов и андезитобазальтов с незначительным количеством обломков кислых пород	70
Светло-серые кристаллокластические туфы с градиционной слоистостью	20
Темно-зеленые кристаллокластические псаммитовые и алевропелитовые туфы основного и кислого состава с прослоями туфопелитов и гиалокластики	40
Поток шаровых базальтов (мыс Бакланий)	30

В разрезе верхней пластины уже заметную роль играют кислые туфы: для пирокластических пород характерны неравномерная линзовидная слоистость, смена фаций и отдельных разновидностей пород на небольших расстояниях; серая, бурая, зеленая, желтая, коричневая и красноватая окраска пород. Кремнистые туфопелиты содержат остатки радиолярий. По общему облику возраст комплекса определен условно как кампан–палеоцен [64].

Для всей туфовой части разреза верхнемеловых образований характерна слабая обработка материала и, как правило, неокатанные обломки. Осадочные породы, присутствующие в небольшом количестве, плохо сортированы, наряду с относительно крупными содержат очень мелкие обломки. Эти обломки трещиноваты, содержат обильную примесь фрагментов вулканических пород и пемзы.

Для туфогенных кластических пород обеих толщ характерен смешанный обломочный материал, являющийся продуктом размыва "местных"

основных вулканических пород и более кислых вулканитов, вероятно, залегающих на некотором удалении от места излияния базальтов. В составе автохтонных пород (шаровых лав) отсутствуют породы более кислые, чем андезиты, минеральные составы которых (см. ниже) довольно однообразны и представлены пироксен-оливин-плаггиоклазовыми парагенезисами. Переотложенные вулканокластические породы включают, помимо кислых туфов, и обломки более дифференцированных, возможно, известково-щелочных серий пород. Все это позволяет предполагать генетическую разнородность шаровых лав и части обломков из вулканокластических пород. На подобные различия в происхождении вулканокластических и вулканических пород верхней части смагинской свиты Камчатского полуострова [86] указывал М.Ю. Хотин.

Серпентинитовый меланж. Пластины верхнемеловых пород разделяет серпентинитовый меланж, прослеживающийся в виде узкой (от нескольких метров до 1 км) извилистой полосы субширотного простирания, приблизительно на 6 км от берега Тихого океана в районе скалы Опасной до верховьев руч. Третье Ущелье, где она почти соединяется с меланжем в основании массива ультрабазитов (см. ниже). Зона меланжа хорошо обнажена по всему простиранию и прекрасно картируется по характерному голубоватому цвету.

Серпентинитовый меланж состоит из интенсивно рассланцованных, разбитых нарушениями серпентинитов голубоватого цвета, в которых зажаты обломки и глыбы различных пород (от нескольких сантиметров до 150 м в поперечнике). Глыбы часто имеют округлую или эллипсоидальную форму, с поверхности покрыты тонкими серпентинитовыми "рубашками", испещренными штриховкой и бороздами скольжения; поверхности глыб нередко представляют собой идеальные зеркала скольжения.

В районе скалы Опасной, в обрывах океанского берега можно видеть соотношения меланжа с подстилающими и перекрывающими его эффузивно-пирокластическими образованиями. Зона пологой наклонена на восток-юго-восток под углом 20–30°, что устанавливается по элементам залегания пород, подстилающих и перекрывающих меланж; мощность меланжа составляет приблизительно 200 м. Глыбовые включения меланжа здесь представлены широким спектром пород. Наиболее типичны серпентинизированные гарцбургиты, расщепленные большим количеством ветвящихся жил и даек светло-серых плаггиогранитов. Плаггиограниты имеют структуру катаклазита, состоят из передробленных зерен кварца, плаггиоклаза, зеленой роговой обманки и флогопита. Крупные кристаллы роговой обманки и флогопита сильно деформированы, изогнуты; в зернах кварца нередко отмечается волнистое погасание. В шлифах можно наблюдать все стадии перехода от относительно слабо измененного плаггиогранитного катаклазита до существенно амфиболовых пород тальк-эпидот-тремолит-актинолит-пренит-роговообманкового состава. В измененных разностях присутствует гидрогранат; довольно часто парагенезис вторичных минералов этих метасоматических пород отвечает родингиту. Для глыбовых включений меланжа также характерно присутствие амфиболитов с линейно-плоскостной ориентированной структурой. Это средне- и мелкозернистые породы темно-серого, почти черного цвета, состоящие из зеленой роговой обманки, актинолита, плаггиоклаза, сфена и титано-

магнетита. В диафторированных разностях наблюдаются также эпидот и магнезиальный хлорит. Среди других разновидностей пород, слагающих глыбы в меланже этого района, можно отметить пироксенитовые мило-ниты, состоящие из раздробленных кристаллов клинопироксена (авгита), максимальный размер которых достигает 1,5 мм, обломки этих кристаллов сцементированы тонкораздробленным материалом того же состава; полосчатые лерцолиты, состоящие из диопсида, энстатита, ксеноморфного красновато-коричневого хромшпинелида и магнетита, порода частично серпентинизирована, среди петельчатого серпентина имеется большое количество реликтов свежего оливина; таблицы энстатита слегка бацитизированы, содержат тонкие ламеллы диопсида, полосчатость создается чередованием прослоев (5–6 мм), обогащенных или обедненных пироксенами; гарцбургиты состоят из оливина, энстатита, хромшпинелида и магнетита. Крупные (до 5 мм) таблицы энстатита бацитизированы, содержат включения ламелл диопсида; по оливину развит петельчатый серпентин, ксеноморфные зерна хромшпинелида (1–2 мм) находятся в тесном сростании с энстатитом; меланократовые габбро-диабазы, имеющие офитовую структуру: призматические кристаллы плагиоклаза резко идиоморфны по отношению к пироксенам, пироксен (ряда диопсид-авгита) замещен актинолитом и зеленой роговой обманкой, плагиоклазы полностью цеолитизированы, рудный представлен магнетитом. Габброиды милонитизированы, трещины и тонкие прожилки залечены пренитом и бурыми гидроокислами железа.

Полоса меланжа от скалы Опасной протягивается по южному и западному склонам высоты 653 в верховьях руч. Первое Ущелье. Среди глыбовых включений, кроме пород, описанных выше, здесь присутствуют глыбы и блоки сильно актинолитизированных габбро-пегматитов, родингитов, лерцолитов, нодулярных и массивных хромитов, тальцитов, красно-бурых апогарцбургитовых серпентинитов. В этом районе также хорошо видны соотношения меланжа с подстилающими и перекрывающими верхнемеловыми образованиями. Шаровые базальты на контакте с серпентинитами сильно тектонизированы, расщелены многочисленными трещинами; по поверхностям сколов развиваются зеркала скольжения. В центре меланжевого поля среди голубых серпентинитов в тектонических окнах обнажается толща переслаивающихся верхнемеловых пиллоу лав, туфов и туфопесчаников.

На водораздельном хребтике, между ручьями Первое и Второе Ущелья, картируется резкий пережим зоны меланжа, сужение ее до нескольких метров и "раздув" до 500–700 м в верховьях ручьев Второе и Третье Ущелья. Здесь в серпентинитах зажаты глыбы амфиболитизированных габбро-диабазов и светло-серых родингитизированных плагиогранитных катаклазитов.

В юго-западной части района, на водоразделе р. Большой и руч. Буй, располагается относительно крупный (12 км²) массив ультрабазитов. Ультрабазиты слагают покровную пластину, перекрывающую верхнемеловые породы нижней пластины, в свою очередь, они перекрыты образованиями верхней пластины. К нижней части массива, вскрытой в среднем течении руч. Буй и в нижнем течении руч. Неудобного, виден тектонический контакт меланжа с перекрывающими его породами верхней пла-

стины, которые сохранились в виде нескольких тектонических останцов в кровле "массива".

Серпентинитовый меланж, расположенный в основании массива, является продолжением выходов меланжа, расслаивающего пластины верхнемеловых пород. Этот вывод сделан на основании сходства состава глыбовых включений меланжа и по результатам геологического картирования. Как уже отмечалось, полоса серпентинитового меланжа протягивается от северного окончания мыса Кроноцкого до истоков руч. Третье Ущелье, почти соединяясь с меланжем в основании массива ультрабазитов на водоразделе ручьев Третье Ущелье и Буй. Присутствие меланжа на небольшой глубине под палеогеновыми вулканогенно-осадочными образованиями, перекрывающими меланж в этом районе, подтверждается наличием в них мелких протрузий рассланцованных серпентинитов, например, в верховьях руч. Третье Ущелье. Глыбовые включения меланжа в основании массива ультрабазитов представлены амфиболитами, тектонизированными вебстеритами, родингитизированными плагиогранитными катаклазитами, амфиболитизированными габбро-диабазам, рассланцованными габбро-норитами, полосчатыми верлитами, серпентиновыми сланцами и офикальцитами. Последние представляют собой брекчию, в которой тектонизированные серпентиниты бутыльно-зеленого и красновато-бурого цвета сцементированы карбонатным материалом розовато-красного цвета. Следует отметить, что офикальциты широко представлены в меланже рассматриваемого района, они слагают крупные (до 15 м) блоки в серпентинитах верхнего течения руч. Неудобного, в районе к северу и северо-западу от мыса Кроноцкого.

Верхняя часть массива ультрабазитов сложена массивными, иногда полосчатыми, серпентинизированными гарцбургитами, которые имеют все особенности тектонизированных перидотитов, слагающих нижние части офиолитовых разрезов. В них запечатлены структурные и вещественные свидетельства ранней истории их формирования: следы остаточных деформаций в зернах энстатита, линейно-плоскостная ориентировка минералов и их агрегатов. По редким замерам элементов залегания полосчатости в гарцбургитах устанавливается асимметричная синформная структура верхней части массива с пологим южным и более крутым (до 30°) северным крылом.

Итак, серпентинитовый меланж и массив ультрабазитов маркируют юго-восточное крыло покровной антиформной структуры, в ядре которой располагаются осадочно-вулканогенные породы нижней пластины. Севернее мыса Кроноцкого это крыло осложнено дополнительными чешуями, на что указывают выходы меланжа среди верхнемеловых пород. Так, зона меланжа, обнажающаяся на берегу океана в 3,5 км к востоку от горы Россомашей, прослежена по простирацию более чем на 1,5 км. Меланж здесь состоит из рассланцованных аподунитовых серпентинитов, в которых зажаты глыбы и блоки катаклазированных габбро-диабазов и розовато-красных офикальцитов.

На северо-западном крыле антиформной структуры тектонизированные серпентиниты появляются в правом борту р. Каменистой, в ее нижнем течении. Здесь они по пологому надвигу перекрывают отложения нижней пластины верхнемеловых пород и прослеживаются от долины

реки вверх до водораздела. В водораздельной части серпентиниты залегают в виде тонкой субгоризонтальной пластины. Вдоль контакта с верхнемеловыми базальтами они превращены в сланцы (сланцеватость параллельна контакту) и содержат отдельные глыбы родингитов. Подстилающие базальты сильно раздроблены, покрыты многочисленными зеркалами скольжения.

Вопросы палеотектонической интерпретации меловых толщ являются наиболее дискуссионными. Согласно наиболее распространенной точке зрения [4, 13, 40, 65, 73], осадкообразование и вулканизм в районе восточных полуостровов происходили в позднем мелу на ложе Тихого океана вблизи материкового склона. Наиболее последовательные сторонники этой гипотезы [72] помещают глубоководный желоб еще в миоцене к западу от современного положения восточных полуостровов Камчатки, на месте Восточно-Камчатского прогиба (см. рис. 1). Согласно противоположной точке зрения [26, 69, 93], меловые и палеогеновые породы накапливались в эвгеосинклинальном прогибе. В соответствии с этими представлениями позднемеловые образования Восточной Камчатки относятся к специфической вулканогенно-турбидитовой формации, аналогичной вулканогенно-кремнистой группе формаций других геосинклиналей [47] или к подводно-вулканогенной надформации, близкой по смыслу инициальным вулканитам Штилле [93, 94].

Как было показано выше, особенности разреза в целом, пестрый состав пирокластических пород, присутствие в нем большого количества грубых осадочно-вулканогенных пород — туфоконгломератов, туфобрекчий, туфогравелитов, заключение об относительно мелководной среде обитания радиолярий, сохранившихся в туфосилицитах и фтанитах, отмеченные выше особенности пирокластических пород со всей очевидностью свидетельствуют о формировании всей толщи в неглубоком морском бассейне вблизи архипелага вулканических островов. Островодужная геохимическая специфика базальтов (см. ниже) позволяет считать, что сенонские толщи Кроноцкого полуострова относятся к фрагментам островной дуги [64].

Меловые базальты опробованы в береговых обрывах бухты Каменной между мысами Каменным и Кроноцким (см. рис. 3, разрез А—В). Кроме того, меловые базальты были изучены в устье руч. Первое Ущелье и на мысу Бакланьем непосредственно под палеогеновыми туфопесчаниками и туфопесчаниками и туфогравелитами (см. рис. 3, разрез В—Г). Общая мощность опробованных базальтов в разрезе составляет 300 м.

Геологическая позиция базальтов кроноцкой серии

На Кроноцком полуострове палеогеновые отложения выделяются в кроноцкую серию [67], подразделяемую на две свиты: нижнюю — кубовскую и верхнюю — козловскую (см. рис. 2).

Верхнемеловые образования с угловым и азимутальным несогласием перекрываются вулканогенно-осадочными отложениями кубовской свиты палеоцен-эоценового возраста. Вулканогенно-осадочные отложения кубовской свиты запечатывают осадочно-вулканогенные образования

свиты мыса Каменистого и серпентинитовый меланж и являются по отношению к ним неавтохтоном. Часто породы свиты залегают в тектонических блоках. В одном из них в верховьях руч. Третье Ущелье в основании разреза залегают пачка грубых туфоконгломератов, обломки которых сложены преимущественно плагио-клинопироксеновыми базальтами. Выше располагается пачка кристаллолитокластических туфов с прослоями и линзами туфоконгломератов и туффитов в верхней части и с редкими прослоями дацитовых туфов в низах. Эта туфоконгломератовая пачка перекрывается толщей, в которой кристаллолитокластические туфы основного состава переслаиваются с желтовато-серыми туффитами. В средней части разреза расположены грубые гравелитистые литовитрокластические основные туфы с окатанными обломками (до 20 см) плагиобазальтов, с линзами и прослоями пелловых туфов и конгломератов. Верхи разреза слагаются толщей, состоящей из чередующихся слоев литовитрокластических туфов основного состава, туфоконгломератов, кристаллолитокластических туфов псаммитовой размерности, опоквидных туффитов. В кровле описанного разреза залегают поток шаровых лав базальтового состава (30 м). Видимая мощность разреза составляет 250 м. Средняя часть подсвиты сложена туфоконгломератами, валунно-галечными и гравийными конгломератами, чередующимися с туфопесчаниками и литовитрокластическими туфами базальтового и андезитового состава с небольшими линзами яшм. Подсвиту венчают переслаивающиеся вулканомиктовые песчаники, алевролиты и аргиллиты, пелловые туфы и туффиты. Мощность нижней подсвиты 1300 м, в ее основании обнаружена фауна палеоцен-эоценового возраста [72].

Верхняя подсвита Кубовской свиты в основании сложена чередующимися туфогенными песчаниками, алевролитами, туфоконгломератами с потоками шаровых лав базальтового состава и линзами карбонатно-кремнистых пород. В верхней части преобладают псефитовые и псаммитовые туфы базальтового состава, частично цеолитизированные и хлоритизированные. Мощность свиты 1600 м. Условно принят палеоцен-нижнеэоценовый возраст подсвиты на том основании, что слагающие ее породы залегают на палеоценовых отложениях.

Среди вулканогенно-осадочных отложений кубовской свиты опробовано небольшое количество вулкаников, так как их доля в разрезе свиты незначительна. В основании кубовской свиты в устье р. Буй и на мысу Бакланьем непосредственно выше контакта меловых и палеогеновых отложений опробованы силлы порфирировых долеритов и шаровые лавы базальтового состава (см. рис. 3, разрез В—Г). Эти же вулканики были прослежены и опробованы в береговых обрывах Тихого океана, в левом борту р. Первое Ущелье. В верхней части кубовской свиты в береговых обрывах Камчатского залива также опробованы пластовые тела лейкократовых габбро и покровы шаровых лав базальтового состава.

На верхней подсвите кубовской свиты с размывом лежат отложения козловской свиты [26]. Отложения свиты лучше всего обнажены в береговых обрывах между р. Холодной на юге и устьем р. Большая Чажма на севере полуострова (см. рис. 2). Здесь свита представлена переслаивающимися туфами базальтового состава, туфопесчаниками, туфогравеллитами, переходящими в туфоконгломераты, белесыми алевролитами,

аргиллитами и шаровыми лавами базальтового состава. Вулканогенно-осадочные образования свиты содержат многочисленные внедрения пластовых тел порфировых долеритов, редко, долеритов. Отложения свиты образуют пологую (угол 10–15°) моноклираль, падающую на северо-запад (см. рис. 2). В верхней части разреза свиты туфогенные песчаники и алевролиты содержат фауну олигоценых¹ моллюсков [26]. Общая мощность свиты 1400 м. Породы козловской свиты с резким несогласием перекрыты олигоценовыми отложениями [93].

Среди вулканогенно-осадочных образований свиты резко преобладают шаровые лавы базальтового состава и пластовые тела порфировых долеритов и лейкократовых габбро. Лавы распределены в разрезе неравномерно. В нижней и средней его частях видно довольно равномерное чередование покровов шаровых лав, вулканогенно-осадочных пород и силлов. В верхней части разреза от устья р. Выдровой до мыса Чажма резко преобладают вулканиды — среди мощных покровов шаровых лав и пластовых тел зажаты маломощные прослои вулканогенно-осадочных пород. Характерной особенностью гипабиссальных пород, развитых от устья р. Холодной до мыса Чажма, является широкое распространение пластовых тел и отсутствие секущих даек, штоков. Общая мощность вулканидов свиты составляет 850 м.

Вулканиды свиты опробованы в береговых обрывах Камчатского залива между устьем р. Холодной и мысом Чажма в верховьях р. Большая Чажма (см. рис. 3, разрезы Д–Е и Ж–З) и по р. Крученой от устья до ее истоков. На участке побережья Камчатского залива опробованы все вулканиды (см. рис. 3).

КАМЧАТСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

Геологическая позиция базальтов баклановской свиты

Палеоцен-эоценовые отложения на Камчатском полуострове выделены в столбовскую серию, которая объединяет четыре свиты: тарховскую, верещагинскую, рифовскую и баклановскую [11]. Тарховская свита с резким несогласием перекрывает отложения верхнемеловой африканской серии. Тарховскую толщу согласно надстраивают верещагинская, рифовская и баклановская. Общая мощность столбовской серии 11–12 км [11]. В столбовской серии почти отсутствуют автохтонные вулканические образования. Они приурочены в основном к северным разрезам баклановской свиты, которую в последнее время относят к эоцену [93]. Почти все базальтовые потоки располагаются на участке между руч. Ключ Секачинный и побережьем Берингова моря на крайнем северо-востоке полуострова. Здесь свита представлена переслаивающимися грубозернистыми песчаниками, туфогравелитами, грубообломочными литокластическими туфами, туфоконгломератами с линзами известковистых алевролитов

¹ Позднее возраст отложений ковачинской серии, с которой сопоставлялись отложения свит козловской и баклановской (относящейся к столбовской серии на Камчатском полуострове), стали считать эоценовым [93]. Поэтому в дальнейшем тексте возраст кроночской и столбовской серий датируется палеоцен-эоценом.

и мергелей. В разрезе преобладают грубообломочные породы. Среди вулканогенно-осадочных образований залегают несколько потоков и покровов шаровых лав базальтового и андезитобазальтового состава. Общая мощность баклановской свиты 3–3,4 км.

Вулканогенные породы баклановской толщи опробованы в береговых обрывах залива Озерного и Берингова моря между устьем оз. Секачино-го и мысом Сивучим, а также между мысом Сивучим и руч. Ключ Столбовой.

4903
Большинство исследователей сопоставляют вулканогенно-осадочные отложения кроноцкой серии Кроноцкого полуострова по условиям осадконакопления, единому структурному плану и составу вулканогенных образований со столбовской серией Камчатского полуострова, а сами полуострова объединяют в зону восточных полуостровов [15, 17, 26, 93]. Остальные исследователи сопоставляют столбовскую серию со свитой мыса Толстого на о-ве Беринга, а п-ов Камчатский, начиная с палеогена, рассматривают как западное продолжение Алеутско-Аляскинской островной дуги [10, 46; и др.]. Не анализируя достоинства и недостатки этих точек зрения, мы принимаем первую из них, так как палеогеновые базальты баклановской свиты, как будет показано ниже, являются полными аналогами базальтов козловской свиты. Палеогеновые отложения столбовской и кроноцкой серий несогласно перекрывают поздне меловые образования на обоих полуостровах. Это несогласие интерпретируется как кратковременное поднятие, на месте которого развился крупный, но относительно мелководный прогиб, почти полностью компенсированный мощными вулканогенно-осадочными толщами столбовской и кроноцкой серий. Одни геологи относят осадочно-вулканогенные отложения этих толщ к типичным геосинклинальным образованиям, которые сформировались в собственно геосинклинальный "доостроводужный" этап развития Камчатской складчатой области [26, 47; и др.]. Другие считают, что они образовались в переходный этап развития от типичного геосинклинального режима к островодужному [93, 94; и др.].

Особенности палеогенового разреза в целом, пестрый состав пирокластических пород, присутствие большого количества осадочно-вулканогенных пород, туфоконгломератов, туфобрекчий, туфогравелитов, а также постоянное присутствие в палеогеновом разрезе пепловых туфов свидетельствуют о формировании палеоцен-эоценовых толщ в неглубоком морском бассейне (прогибе), вероятно, вблизи активно действующих вулканов. Если исходить из актуалистических концепций, то подобная палеогеографическая обстановка наиболее вероятно отвечает палеогеновой островной дуге [69]. В то же время следует подчеркнуть, что осадкообразование и вулканизм происходили в морском бассейне в течение длительного времени (палеоген-эоцен), превышающего время существования Курило-Камчатской островной дуги в ее современном морфологическом выражении [51]. Длительность существования подобного островодужного режима и, как будет показано ниже, постоянство составов базальтов, характеризующихся островодужной минералогической и геохимической спецификой, позволяет предполагать их формирование в наиболее ранний "эмбриональный" и наиболее длительный этап образования островной дуги [64].

ПРЕДСТАВИТЕЛЬНОСТЬ И МЕТОДИКА ОПРОБОВАНИЯ ПАЛЕОТИПНЫХ БАЗАЛЬТОВ

Одним из первых вопросов, на которые приходится отвечать при корректном геохимическом исследовании палеотипных базальтов, является представительность пробы: насколько правильно она отражает первичный химический состав пород. Представительность опробования при изучении химизма мощных потоков и покровов шаровых и монокристаллических лав палеотипного облика зависит по меньшей мере от учета двух факторов, способных изменить первичный химический состав базальтов: гравитационно-кристаллизационной дифференциации как в пределах отдельных сфероидов в потоках шаровых лав, так и в потоках монокристаллических лав, а также наложенного метаморфизма, метасоматоза.

МОРФОЛОГИЯ ОБЪЕКТОВ ОПРОБОВАНИЯ

Как показано выше, основные геологические тела, характеризующие меловой и палеогеновый магматизм полуостровов Камчатки, — это покровы и потоки шаровых лав и пластовые тела. Особенностью геологических разрезов изученного района является почти полное отсутствие секущих тел — даек и штоков. Меловые и палеогеновые шаровые лавы Кроноцкого полуострова и эоценовые шаровые лавы Камчатского полуострова, несмотря на значительную разобщенность во времени и пространстве, характеризуются довольно однообразным обликом.

Шаровые лавы представлены потоками и покровами различной протяженности и мощности. В большинстве своем это мощные (50–70 м) трещинные излияния, которые прослеживаются по простиранию на расстояние 3–5 км. Реже встречаются маломощные (10–15 м) потоки протяженностью 200–300 м, вероятно, представляющие собой апофизы более мощных тел. Покровы и потоки можно подразделить на два типа: обычные шаровые лавы и шаровые лавы, переходящие к кровле или к подошве в монокристаллические лавы со столбчатой массивной или плитчатой отдельностью. Сфероиды шаровых лав имеют разнообразную форму: каплевидную, караваяобразную, баллонообразную; местами обтекают один другого (рис. 4). Диаметр отдельных сфероидов составляет от 10 см до 1,5 м, наиболее характерны подушки размером 0,5–1,0 м. Сфероиды обладают концентрическим строением: плотной коркой закали, содержащей свежее незакристаллизованное стекло, в которое погружены фенокристаллы, и более раскристаллизованными промежуточной и центральной частями, которые характеризуются одинаковой текстурой. Фенокристаллы, как правило, равномерно распределены по всему объему сфероидов. Изредка в крупных (до 1,5 м) шарах наблюдаются слои, слабо обогащенные фенокристаллами плагиоклаза. Межшаровые пространства заполнены кремнистым материалом, раскристаллизованным в различной степени, обладающим тонкой, ритмически повторяющейся зональностью. Изредка межшаровые пространства заполнены кирпично-красными яшмами или туфогенно-осадочным материалом. Ха-

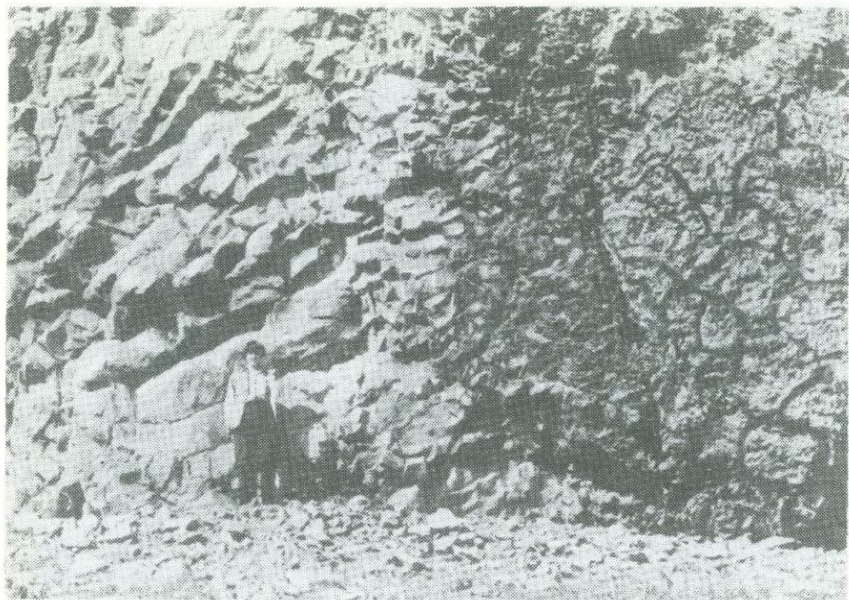


Рис. 4. Шаровые ферроандезитобазальты, поток; мыс Чажма

Линза массивных ферроандезитобазальтов с радиально-лучистой отдельностью, диаметр линзы 15 м; козловская свита

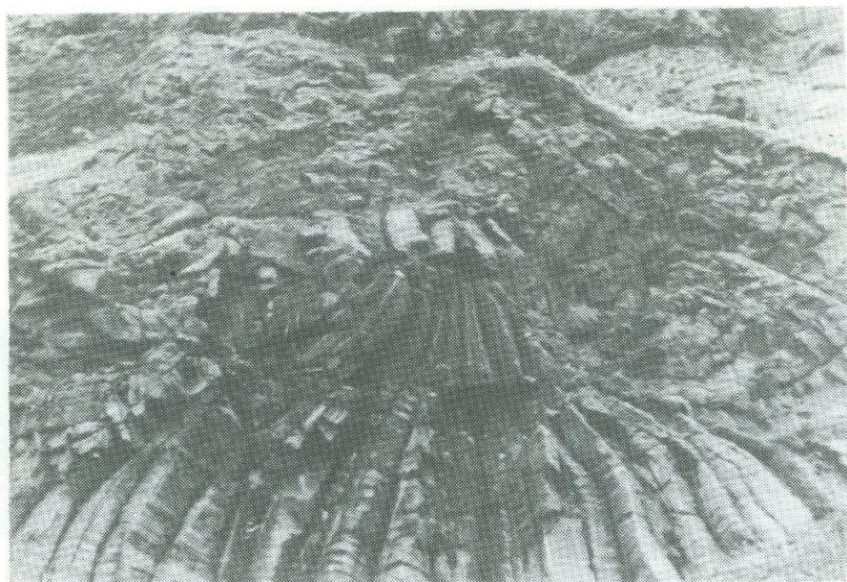


Рис. 5. Шаровые высокоглиноземистые плагиотолейты, поток; устье р. Буй

Линза массивных плагиотолейтов с радиально-лучистой отдельностью, диаметр линзы 3 м; кубовская свита

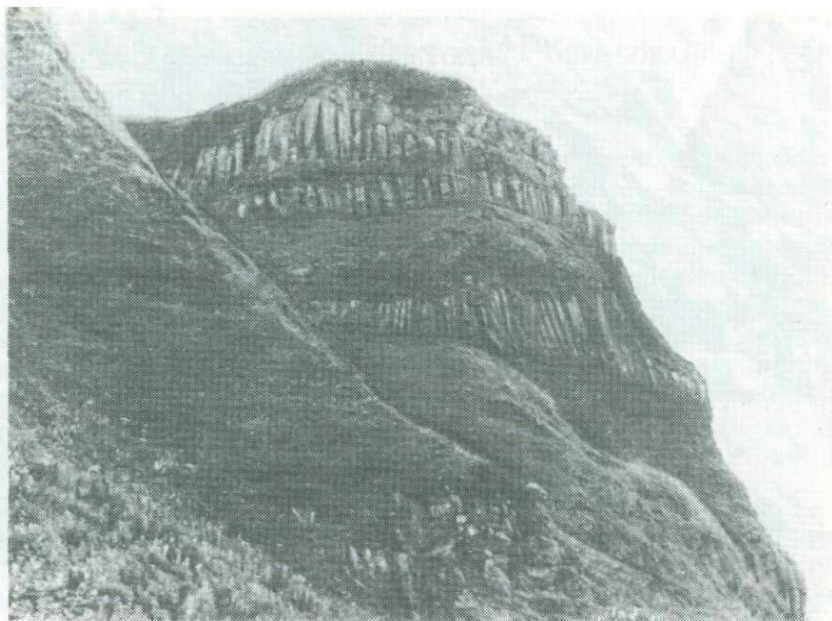


Рис. 6. Шаровые высокоглиноземистые плагиотолиты, покров; устье р. Выдровой
Линзы массивных плагиотолитов со столбчатой отдельностью общей протяженностью 20 м; козловская свита

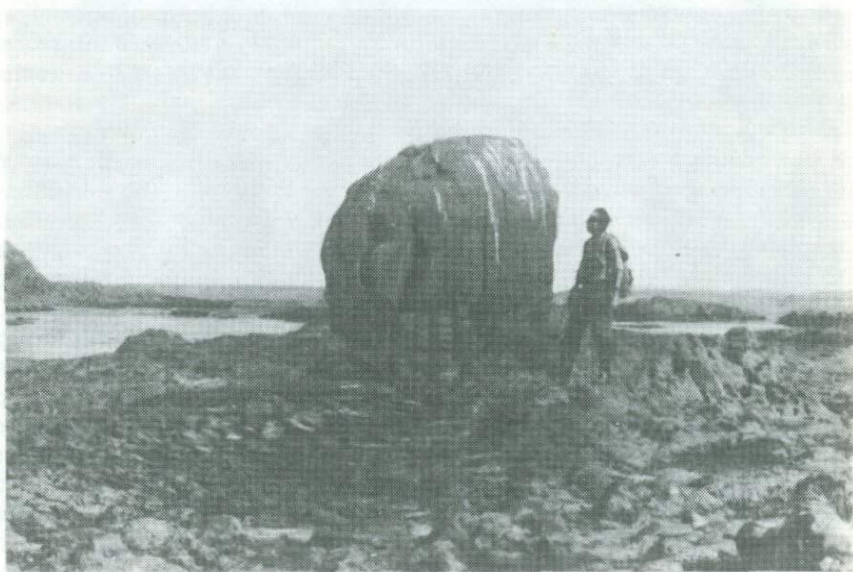


Рис. 7. Шаровые высокоглиноземистые плагиотолиты, покров; устье руч. Овражного
Линза плагиотолитов со скорлуповатой отдельностью; в центре линзы массивные плагиотолиты; козловская свита



Рис. 8. Покров высокоглиноземистых плагиотолентов, южный берег Камчатского залива

Линза массивных плагиотолентов с плитчатой отдельностью протяженностью 70 м; козловская свита

рактерная особенность мощных покровов шаровых лав — многочисленные линзы массивного базальта того же состава, что и базальт шаровых лав (рис. 4, 5); мощность линз от 1 до 50 м. Базальт в линзах более раскристаллизован и обладает плитчатой, столбчатой, скорлуповатой и радиально-лучистой отдельностью (рис. 6–8). В центрах некоторых мощных покровов шаровых плагиобазальтов присутствуют протяженные линзы столбчатых мезократовых базальтов, хорошо раскристаллизованных с крупными (1–2 см) сростками и отдельными индивидами фенокристаллов плагиоклаза, оливина, клинопироксена. Количество темных минералов в таких лавах достигает 10% от общего объема породы. Линзы мезократовых базальтов представляют собой продукты вторичных магматических инъекций в шаровые плагиобазальты. В периферических частях покровов шаровых лав изредка встречаются обломочно-подушечные брекчии (гиалокластиты). Они сложены агломератовым материалом, состоящим из целых сфероидов шаровых лав, их обломков и обломков свежего вулканического стекла из корок закали шаровых лав, погруженных в тонкодисперсную черную основную массу. Обломочно-подушечные брекчии восточных полуостровов Камчатки весьма сходны со своими позднемиоценовыми аналогами, описанными среди морских отложений Большой Курильской гряды [58].

Силлы опробованы только в отложениях кроноцкой серии, так как в свите мыса Каменистого развиты лишь гипербазиты [27]. На крайнем северо-востоке Камчатского полуострова, в верховьях баклановской



Рис. 9. Силлы порфировых долеритов; южный берег Камчатского залива

Столбчатая отдельность в силле; мощность силла меняется по простиранию от 10 до 30 м; козловская свита

свиты, встречено единственное пластовое тело лейкократовых габбро, которое не было опробовано. Силлы представляют собой протяженные (0,5–1,0 м) межпластовые тела долеритов, порфировых долеритов и лейкократовых габбро мощностью 20–50 м (рис. 9). В верховьях р. Большая Чажма опробовано межпластовое тело мощностью 400 м. Силлы, так же как и монолитные лавы и линзы шаровых лав, обладают характерной столбчатой, массивной и плитчатой отдельностью. Экзоконтактовые части силлов, как правило, представлены порфировыми долеритами. Изредка на контакте с вмещающими породами в силле образуются закаленные корки плагиобазальтов, которые по мере удаления от контакта силла к центру сменяются порфировыми долеритами, а в наиболее мощных телах – лейкократовыми габбро. Вмещающие породы даже на контакте с наиболее мощными силлами почти не изменены.

МЕТОДИКА ОПРОБОВАНИЯ ПОТОКОВ ШАРОВЫХ ЛАВ И СИЛЛОВ

Работами многих исследователей была показана возможность перераспределения фенокристаллов в различных частях сфероидов в потоке шаровых лав после излияния потока на дно морского бассейна [2, 9, 71]. Игнорирование этих особенностей перераспределения кристаллической фазы шаровых лав может привести к неправильной интерпретации их первичного химического состава. Поэтому в потоках шаровых лав были опробованы макроскопически однородные сфероиды, взятые из разных частей потоков. Сравнение химического состава корок закалки

Т а б л и ц а 1

Химический состав базальтов кроноцкой серии, вес.%

Оксиды	6		23		Оксиды	6		23	
	<i>a</i>	<i>б</i>	<i>a</i>	<i>б</i>		<i>a</i>	<i>б</i>	<i>a</i>	<i>б</i>
SiO ₂	49,31	49,19	49,10	49,13	Na ₂ O	2,33	3,31	2,44	2,38
TiO ₂	0,87	0,78	0,83	0,85	K ₂ O	0,49	0,37	0,58	0,33
Al ₂ O ₃	20,65	21,17	21,79	21,70	P ₂ O ₅	0,08	0,08	0,11	0,05
Fe ₂ O ₃	2,60	2,74	2,47	5,16	FeO*	8,73	8,74	9,28	9,48
FeO	6,85	6,27	7,06	4,84	FeO*/MgO	2,38	2,38	2,36	2,31
MnO	0,17	0,18	0,15	0,15	Na ₂ O +	2,82	2,68	3,02	2,71
MgO	3,86	3,67	3,93	4,1	+ K ₂ O				
CaO	12,78	13,25	11,59	11,84	H ₂ O ⁺	1,08	1,11	1,69	2,88
					H ₂ O ⁻	0,11	1,18	1,00	2,56

Примечание. 6 — сфероид из потока шаровых лав в устье р. Буй; 23 — подушка из покрова шаровых лав в 2 км южнее р. Выдровой; *a* — стекловатая корка закалки сфероидов (фенокристаллы + стекло); *б* — центральная часть сфероидов (фенокристаллы + раскристаллизованная основная масса); FeO* = FeO + (Fe₂O₃ × 0,9)

этих шаров и их центральных частей показало, что по химическому составу они одинаковы (табл. 1). В протяженных покровах шаровых лав было опробовано по простиранию и по мощности около 10 шаров. Химический состав подобного покрова шаровых лав определялся как среднее арифметическое от составов этих шаров.

Средние химические составы меловых и палеогеновых базальтов Кроноцкого и эоценовых базальтов Камчатского полуостровов подсчитывались по сумме средних химических составов отдельных потоков и покровов шаровых лав. Химические составы обломочно-подушечных брекчий идентифицировались по химическому составу обломков шаров в брекчиях. Средние химические составы силлов устанавливались по химическому составу образцов из нижней эндоконтактной зоны или нижней корки закалки межшластового тела.

Палеогеновые шаровые лавы Кроноцкого полуострова представляют собой пример уникальной сохранности базальтов. В толще палеогеновых образований мощностью 4 км во всех опробованных потоках и покровах шаровых лав сохранились стекловатые корки закалки сфероидов (рис. 10). Некоторые силлы также характеризуются стекловатыми корками закалки в эндоконтактных зонах. Контрольные химические анализы базальтов были выполнены по стекловатым коркам закалки шаровых лав. Все кристаллические фазы в этих корках закалки являются заведомо интрателлурическими, это позволяет сделать однозначное заключение о кристаллизации магмы до ее излияния на поверхность. Меловые шаровые лавы Кроноцкого и эоценовые лавы Камчатского полуостровов изменены значительно. В коллекция меловых базальтов присутствуют только два неизмененных образца, среди эоценовых базальтов неизмененные породы составляют больше половины.

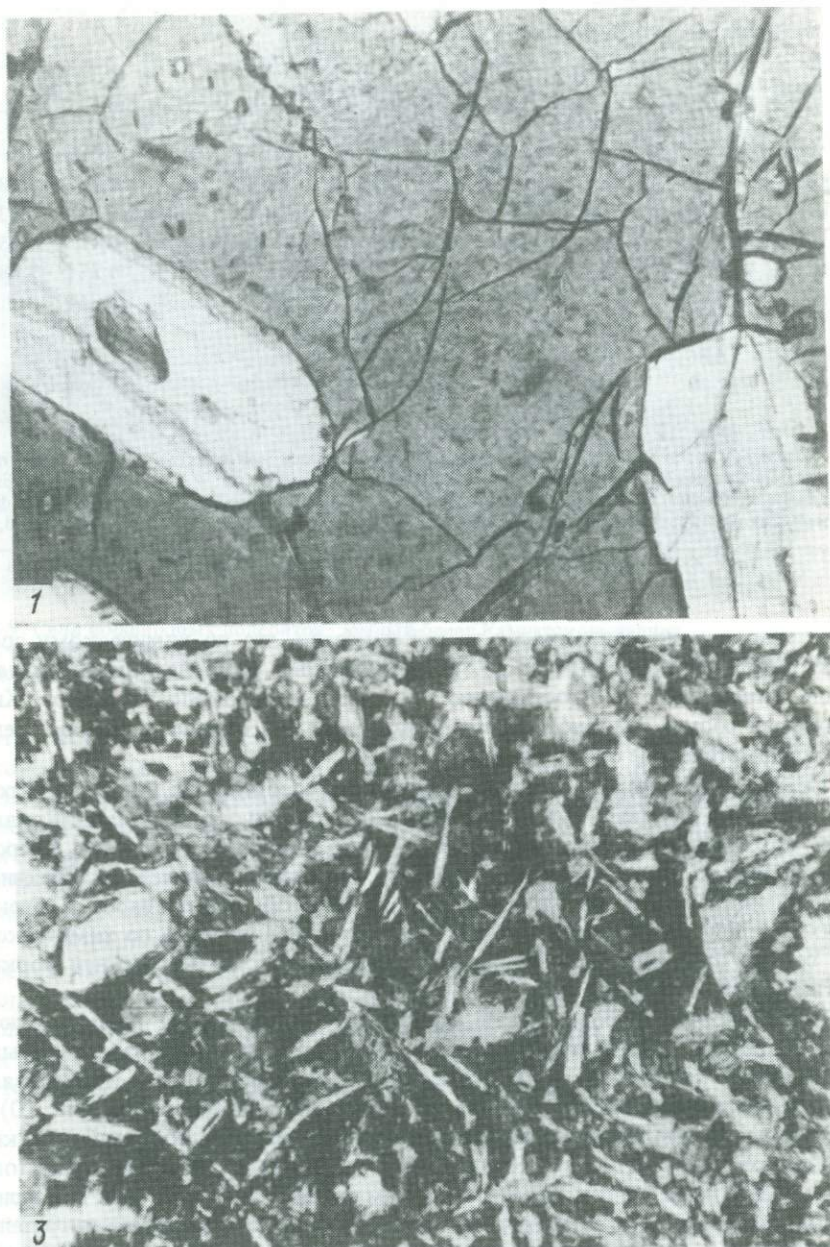
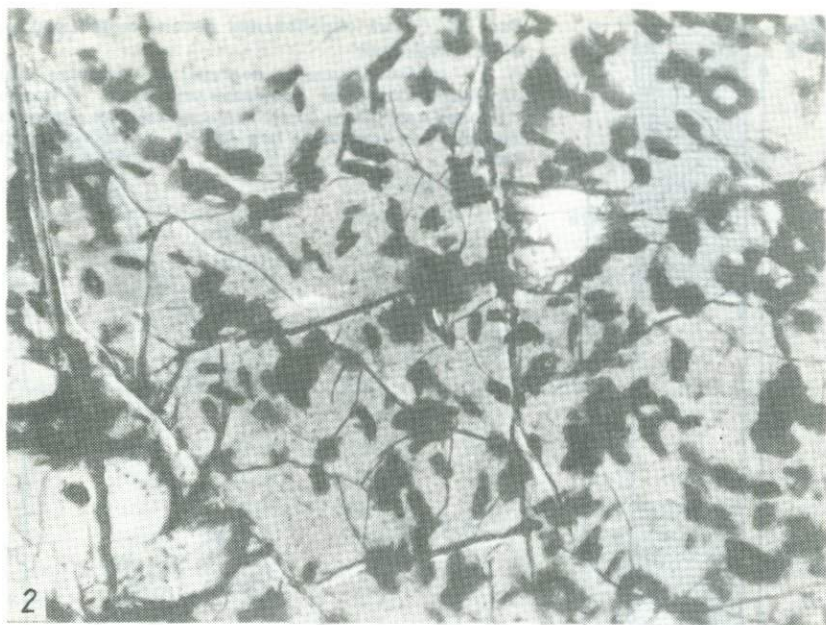


Рис. 10. Шаровые базальты; зональное строение сфероида

1 — край корки закалки сфероида; в незакристаллизованном стекле видны фенокристаллы плагиоклаза; 2 — в 0,5 см от края корки закалки; стекло содержит зародыши микролитов плагиоклазов; 3 — в 10 см от корки закалки, стекло раскристаллизовано; в основной массе видны микролиты плагиоклаза и диопсид



ВЛИЯНИЕ ВТОРИЧНЫХ ПРОЦЕССОВ НА ИСХОДНЫЙ ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПАЛЕОТИПНЫХ БАЗАЛЬТОВ

Один из главных факторов, изменяющих первоначальный химический состав палеотипных базальтов, — это наложенный метасоматоз [18, 25, 95]. Изучение воздействия вторичных процессов на химизм палеотипных базальтов Камчатки не проводилось. Наиболее распространена гипотеза, принятая большинством исследователей, согласно которой метасоматоз, наложенный на базальты восточной Камчатки, был изохимическим [47, 70]. Подобная точка зрения распространена и среди исследователей, изучавших геосинклинальный вулканизм Восточной Японии [151]. Нашими работами на о-ве Карагинском [90] впервые для палеотипных базальтов Камчатки был показан аллохимический характер развитых в них вторичных процессов. Позднее другие исследователи при изучении раннегеосинклинальных базальтов Валагинского хребта Восточной Камчатки пришли к аналогичному заключению [6].

Для восстановления первичного состава палеотипных вулканитов необходима тщательная расшифровка геохимии вторичных процессов. Среди изучаемых палеотипных лав присутствуют свежие разности, поэтому целесообразно ограничиться выявлением элементов, инертных к вторичным процессам, чтобы потом использовать их для установления формационной принадлежности измененных пород. Из верхней части геосинклинального комплекса о-ва Карагинского был опробован палеогеновый плагиобазальтовый поток неоднородного строения; его верхняя часть (7 м) шаровая, нижняя (20 см) — монолитная (рис. 11). Опробование потока осуществлялось от подошвы к кровле через 1 м. В коллекцию образцов

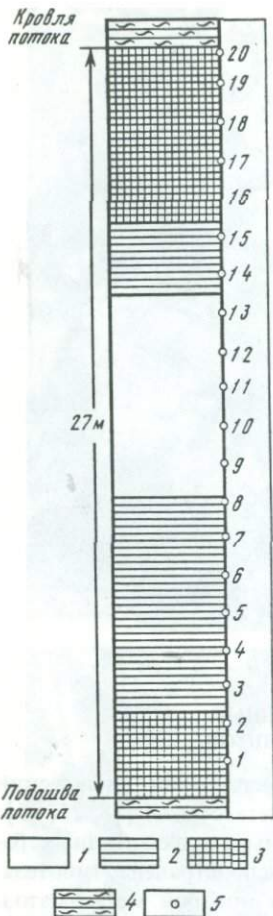
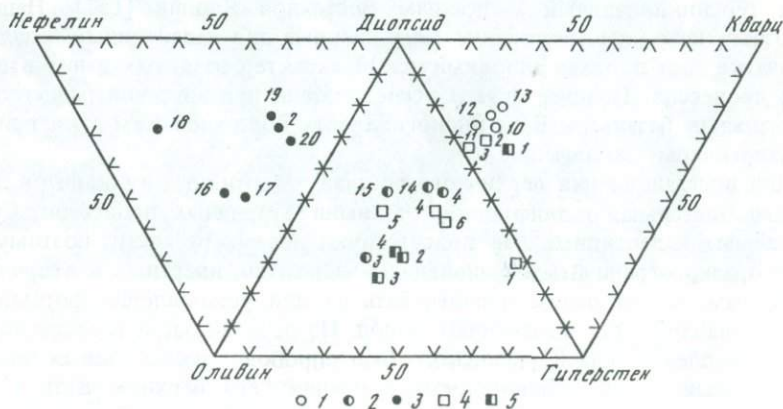


Рис. 11. Схема опробования потока метабазальтов; о-в Карагинский

1 — слабоизмененные породы; 2 — породы с хлорит-гидрослюдистой минерализацией; 3 — породы с цеолит-карбонат-хлорит-гидрослюдистой минерализацией; 4 — осадочные породы; 5 — пункты опробования

Рис. 12. Нормативный состав метабазальтов, о-в Карагинский

Плагиобазальты: 1 — свежие; 2 — измененные с хлорит-гидрослюдистой минерализацией; 3 — измененные с цеолит-хлорит-гидрослюдистой минерализацией; 4, 5 — меловые метабазальты Кроноцкого полуострова: 4 — свежие и измененные базальты потока 1, 5 — то же, из потока 3; номера образцов см. в табл. 2 и 5



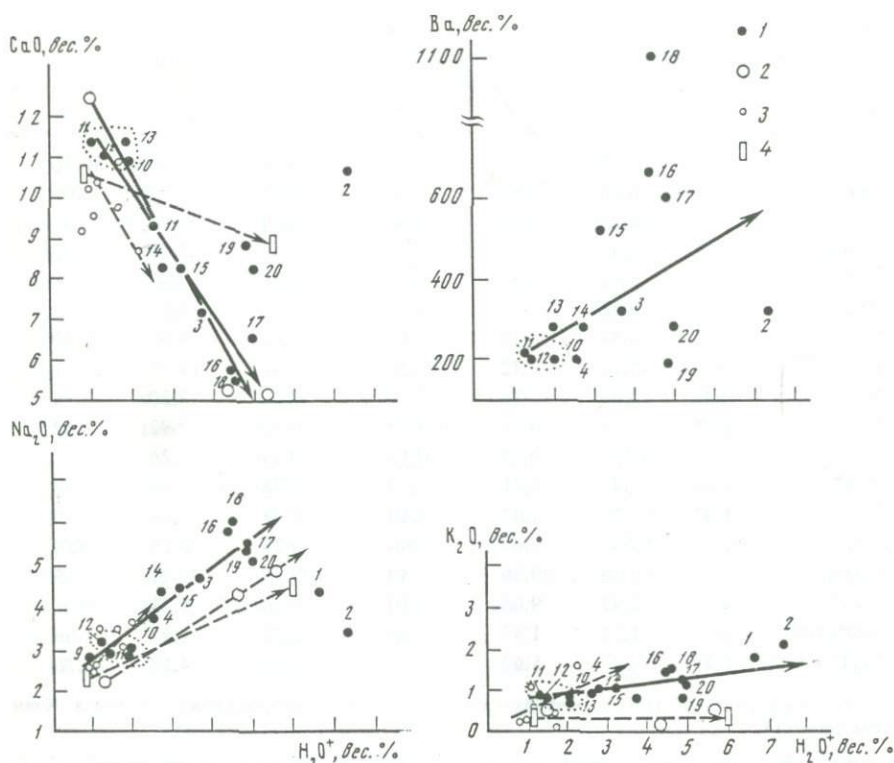


Рис. 13. Поведение некоторых главных элементов и элементов-примесей в метабазах в зависимости от содержания H_2O^+

1 — метабазалы о-ва Карагинского; 2—4 — метабазалы п-ова Кроноцкого; номера образцов на рисунке соответствуют их номерам в табл. 2, 3, 5; пунктиром обведены точки составов свежих базальтов

вошли предельно измененные разности пород, приуроченные к периферическим частям потока, и разности, соответствующие минимально измененным породам его центральной части. Было выполнено 14 силикатных анализов наиболее представительных образцов метабазалтов и определены Ni, Co, Sr, V, Cr, Ba, Rb определяются в наиболее измененных и слабо измененных разностях этих пород. В базальтах из нижней части потока был сделан рентгеноструктурный анализ цеолитов, выполняющих поры. Эти исследования привели к следующим основным результатам.

1. Распределение главных элементов в 14 образцах метабазалтов имеет общие особенности. Содержание H_2O^+ непрерывно увеличивается от центра к его кровле и подошве и коррелируется с концентрациями щелочей, кальция и железа (табл. 2).

2. Силикатные анализы, пересчитанные на нормативные составы по системе CIPW и нанесенные на диаграмму нефелин — оливин — диопсид — гиперстен — кварц, образуют три обособленных поля (см. рис. 6). Наиболее свежие разности, содержащие H_2O^+ не более 2%, попадают в поле кварцевых толеитов; более измененные, с H_2O^+ до 3,5%, попадают в поле толеитов с нормативным гиперстеном и оливином и наиболее из-

Таблица 2

Химический состав образцов в потоке метабазальтов о-ва Карагинского, вес. %

Оксиды	1	2	3	4	10	11	12
SiO ₂	—	48,94	51,25	50,47	50,66	51,08	50,70
TiO ₂	—	0,89	0,83	0,93	0,91	0,91	1,05
Al ₂ O ₃	—	18,69	19,00	18,87	18,61	18,73	18,43
Fe ₂ O ₃	—	3,47	5,85	5,52	6,11	5,19	5,66
FeO	—	4,80	3,81	4,23	3,50	3,64	3,58
MnO	—	0,16	0,17	0,21	0,16	0,13	0,12
MgO	—	6,54	6,19	5,56	5,13	4,99	5,12
CaO	—	10,70	7,12	9,33	10,90	11,05	11,31
Na ₂ O	4,42	3,44	4,78	3,79	3,06	3,20	2,94
K ₂ O	1,85	2,15	0,84	0,94	0,82	0,92	0,82
P ₂ O ₅	—	0,20	0,16	0,16	0,19	0,26	0,21
H ₂ O ⁺	6,66	7,34	3,71	2,53	1,98	1,29	1,46
H ₂ O ⁻	1,42	1,12	1,02	1,60	0,98	1,66	1,80
CO ₂	—	1,13	0,63	0,60	0,23	0,28	0,58
Сумма		99,38	99,56	99,89	99,83	99,71	100,19
FeO*	—	7,92	9,08	9,20	9,00	8,31	8,67
FeO*/MgO	—	1,21	1,47	1,65	1,75	1,67	1,69
Na ₂ O + K ₂ O	6,27	5,59	5,62	4,73	3,88	4,12	3,76

Примечание. Поток метабазальтов в 1 км к юго-востоку от мыса Кзан (см. рис. 11).

	13	14	15	16	17	18	19	20
	51,02	51,49	51,38	52,02	51,67	52,57	50,73	50,97
	0,96	1,19	1,05	0,89	1,04	0,94	0,95	0,92
	18,26	18,20	18,35	18,44	18,93	18,30	18,32	18,23
	6,17	5,74	5,36	5,09	4,42	4,11	4,24	4,66
	3,23	3,60	4,13	4,32	4,85	4,68	5,21	3,81
	0,12	0,18	0,19	0,17	0,17	0,17	0,17	0,15
	5,00	5,57	5,55	5,49	5,50	4,95	5,02	5,68
	11,40	8,26	8,23	5,68	6,50	5,40	8,88	8,22
	2,81	4,44	4,48	5,89	5,53	6,11	5,44	5,16
	0,82	1,04	1,05	1,48	1,29	1,57	0,86	0,97
	0,21	0,21	0,22	0,20	0,18	0,19	0,17	0,16
	1,98	2,75	3,22	4,43	4,85	4,54	4,48	4,97
	1,88	1,48	1,52	0,98	0,92	0,82	0,80	1,42
	—	—	0,37	—	0,94	0,83	1,80	1,71
	99,98	99,67	99,77	99,75	99,69	99,64	99,62	99,38
	8,78	8,77	8,95	8,90	8,83	8,38	9,03	8,00
	1,76	1,57	1,61	1,62	1,61	1,69	1,80	1,41
	3,63	5,48	5,53	7,37	6,82	7,68	6,30	6,13

мененные с концентрацией H₂O⁺ до 7% располагаются в поле щелочных оливиновых базальтов (рис. 12).

Определения в лавах содержания главных элементов указывают на зависимость концентрации щелочей, железа и кальция от содержания в породе H₂O⁺. При увеличении содержания H₂O⁺ до 5% концентрации Na₂O и K₂O увеличиваются вдвое, а содержание CaO, наоборот, убывает во столько же раз (рис. 13). При увеличении содержания H₂O⁺ концентрация окисного железа возрастает, а закисного — наоборот, убывает (см. табл. 2). Содержания Ni, Co, Cr, V, Sr в породах с разной степенью изменения остаются наиболее стабильными (рис. 14).

4. Содержания Ni, Co, Cr, V и Sr, как в слабо так и в сильно измененных метабазальтах потока, указывают на миграционную инертность этих элементов в процессах изменения (рис. 14).

5. Наблюдается зависимость между концентрацией Ba и интенсивностью изменения пород (см. рис. 13). Содержания этих элементов в наиболее измененных разностях метабазальтов по сравнению со свежими породами могут увеличиваться в 5 раз (табл. 3). Поведение рубидия в тех же породах противоречиво.

По петрографическим наблюдениям исходная порода представляет собой базальт с повышенным содержанием фенокристаллов плагиоклаза. Их объем составляет 25–30% от общей массы породы. Структура базальтов всего потока порфировая; структура основной массы гиалопилито-

вая, в центре потока в отдельных участках — долеритовая. В первичный минеральный состав входят: основной плагиоклаз, титанистый авгит, рудный минерал. В слабоизмененных базальтах, попадающих в поле кварцевых толеитов, только редкие трещинки и каверны в плагиоклазе заполнены гидрослюдистыми минералами (рис. 15). В измененных базальтах поля толеитов с нормативными гиперстеном и оливином наблюдается хлорит-гидрослюдистая минерализация: хлоритизированное девитрифицированное стекло, изредка содержащее поры, заполненные хлоритом; гидрослюдистые минералы, развитые по трещинам и кавернам в плагиоклазе. Сильно измененные базальты (поле оливиновых толеитов и щелочных базальтов), помимо новообразований хлорита и гидрослюда, несут следы цеолитовой и карбонатной минерализации (рис. 16). Карбонатизация пород усиливается по мере приближения к кровле и подошве потока базальтов: поры и трещины в породах заполнены кальцитом, анальцимом, натролитом (табл. 4) и каолинитом; по плагиоклазу развиты псевдоморфозы натролита и анальцима (см. рис. 16). Соотношение между зонами хлорит-гидрослюдистой и цеолит-хлорит-гидрослюдистой минерализации однозначно интерпретировать нельзя, они могут отвечать и минеральным фациям метасоматоза и зонам метасоматической колонки.

В восстановительных условиях содержание Ca, Na, K и Ba в базальтах менялось. На это указывают повышенное содержание закисного железа и пониженное — окисного в периферических частях потока базальтов.

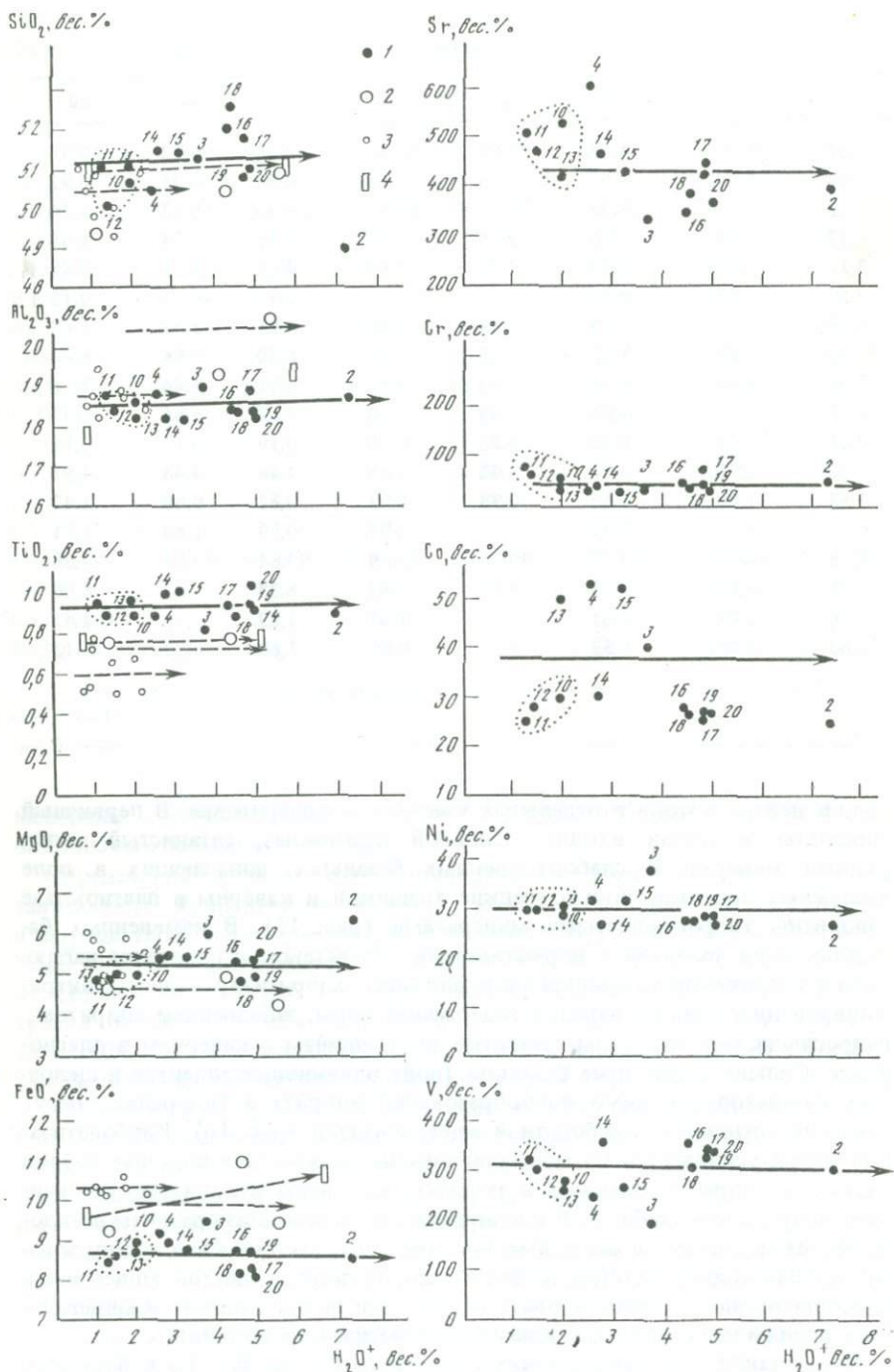


Таблица 3

Концентрация некоторых элементов-примесей в потоке metabазальтов о-ва Карагинского, г/т

Номер образца	Sr	Ba	Cr	V	Ni	Co	Rb
2	400	320	50	300	80	25	10
3	340	320	30	200	40	40	4,5
4	610	200	30	250	30	50	—
5	580	220	50	330	40	30	—
6	590	230	50	310	40	30	—
7	530	230	200	280	50	35	—
8	540	180	120	210	45	35	—
9	500	145	50	290	50	35	—
10	535	200	60	280	30	30	6,8
11	515	215	70	325	30	25	20
12	475	200	60	300	30	30	10
13	425	280	30	260	30	50	—
14	470	280	40	360	30	30	54
15	435	520	30	270	30	50	24
16	350	665	40	350	30	30	24
17	450	600	80	330	30	25	24
18	380	1100	40	310	30	30	30
19	425	190	40	350	30	30	9
20	370	280	30	350	30	30	13

Примечание. Номера образцов соответствуют обозначениям на рис. 11. Поток metabазальтов в 1 км к юго-востоку от мыса Кзан.

По всей толще базальтов развиты новообразования хлорита и гидрослюд, а в подошве и кровле потока, кроме того, появляются анальцит, натролит, кальцит, каолинит. Эта ассоциация наблюдается по вертикали на 5 нижних и 12 верхних метрах потока (при общей его мощности 27 м). Соответственно можно говорить о двух зонах метасоматического изменения базальтов: передовой, или более ранней, хлорит-гидрослюдистой и тыловой цеолит-хлорит-гидрослюдистой. Таким образом, наблюдаемая геологическая ситуация, по-видимому, обязана своим происхождением только одному процессу — подводному метасоматозу в фации низкого давления и умеренных температур, отвечающих остывающему базальту. По-видимому, морская вода проникла в базальты сквозь поверхность их подводной кровли и из водонасыщенных осадков, подстилавших их подошву. В нашем случае не обнаружены породы с геологическими и петрографическими признаками зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Наиболее серьезным подтверждением высказанного положения является избирательное развитие цеолитов в кровле и подошве

Рис. 14. Поведение некоторых главных элементов и элементов-примесей в metabазальтах в зависимости от содержания H_2O^+

1 — metabазальты о-ва Карагинского; 2–4 — metabазальты п-ова Кроноцкого; цифры на рисунке соответствуют обозначениям в табл. 2, 3, 5; пунктиром обведены точки составов свежих базальтов. Условные обозначения см. на рис. 13.



Рис. 15. Слабо измененный плагиобазальт; о-в Карагинский

Крупные свежие фенокристаллы плагиоклаза заключены в хорошо раскристаллизованной основной массе породы; микролиты клинопироксена и плагиоклаза не изменены; по трещинкам в плагиоклазе развиты гидрослюдистые минералы; никели х, увел. X 20

потока. Предположению о наложенном локальном метасоматозе в пределах активных окраин континентов в обсуждаемом случае противоречит состав цеолитов: как сказано выше, они относятся к натровым разновидностям — натролит, анальцит. Исследованиями вторичной минерализации в пределах Камчатки и Курильских островов показано, что изменения вулканитов и осадочных пород в процессах локального наложенного метасоматоза выражаются в преимущественном развитии кальциевых цеолитов: морденита, ломонтита, сколецита, шабазита, десмина, гейландита, сколецита и др. [53, 57]. Общий химизм метасоматоза базальтов о-ва Карагинского выражается именно в привносе Na и K и выносе Ca, что и служит одним из оснований для нашего представления о морской воде, как главном химическом агенте метасоматоза. В то же время химизм вторичных изменений базальтов о-ва Карагинского сходен с изменениями состава океанических базальтов. При изменении базальтов дна океана происходит вынос Ca и привнос Na и K [50, 51; и др.]. Ассоциация вторичных минералов базальтового потока о-ва Карагинского менее разнообразна, чем океанических metabазальтов [35]. Это может быть связано с меньшей длительностью периода "подводной" жизни геосинклинальных базальтов по сравнению с океаническими. Но, как и в океанических базальтах, цеолиты в потоке базальтов о-ва Карагинского натровые. Сходство химизма вторичных изменений геосинклинальных базальтов и базальтов дна океана, а также различия вторичной минерализации в metabазальте о-ва Карагинского и вулканитов Камчатки и Курил позво-

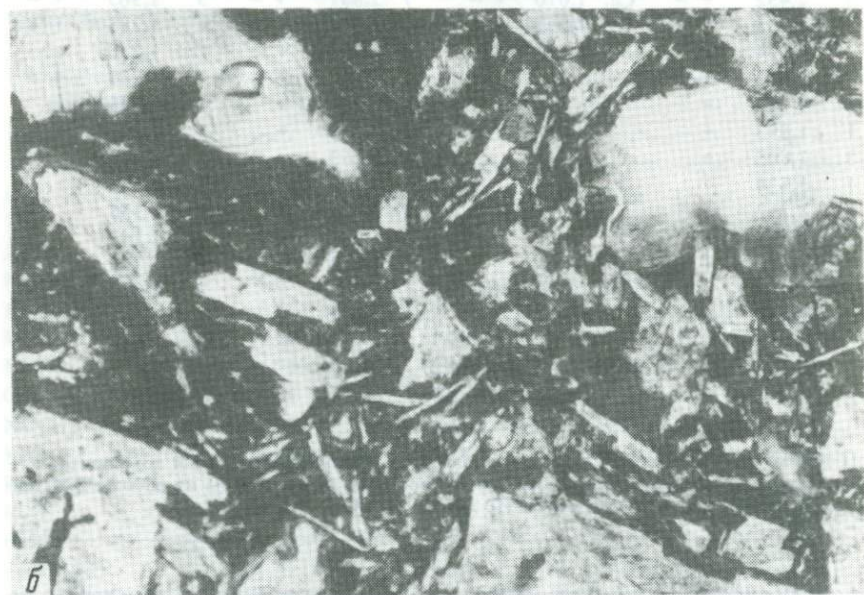
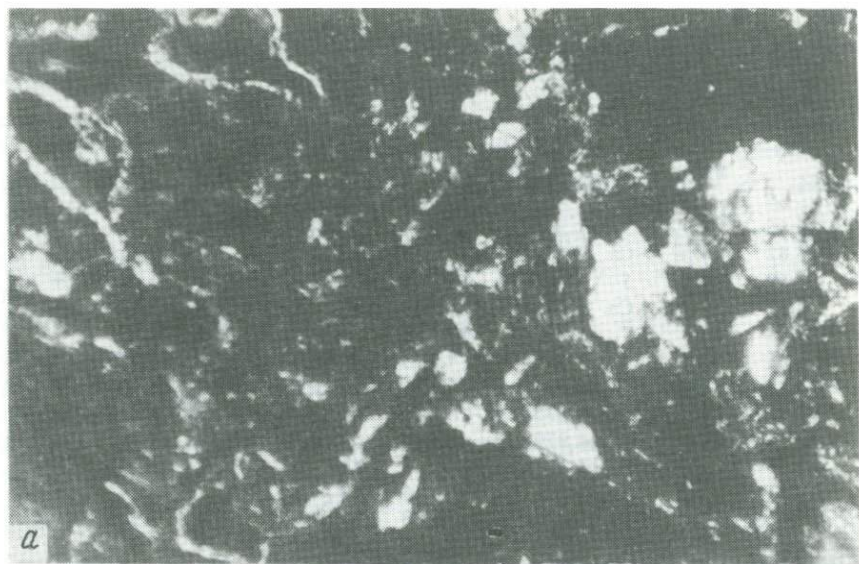


Рис. 16. Полностью измененный плагриобазальт (обр. 1); о-в Карагинский

Фенокристаллы и микролиты плагноклаза полностью замещены цеолитами, стекло разложено и замещено гидрослюдистыми минералами; поры выполнены изотропным амальнимом и натролитом, хорошо видна реликтовая интерсервальная структура основной массы; *a* – николи х; *б* – николи //, увел. X 20; номер образца соответствует номеру на рис. 11.

Таблица 4

Расчет рентгенограмм натролитов из metabазальтов о-ва Карагинского

Обр. 2						Обр. 3					
J	d/n	Минерал	J	d/n	Минерал	J	d/n	Минерал	J	d/n	Минерал
8	6,56	+	1	1,541	+ -	6	6,54	+ -	-	-	-
9	5,82	+ -	Сл.	1,509	+ -	8	5,80	+ -	3	1,719	+ -
9	5,59		5	1,464	+ -	9	5,62		2	1,686	+
6	4,59	+ -	Сл.	1,466	-	4	4,77	+	4	1,617	+
4	4,15		"	1,396	-	6	4,64		2	1,595	+ -
4	4,06	+ -	"	1,360	+	3	3,49	+ -	1	1,539	+ -
9	3,47	-	"	1,326	+ -	1	4,10	+ -	Сл.	1,501	+ -
5	3,41	+ -	1	1,235	+ -	1	3,83	-	6	1,462	+ -
7	2,91	+ -	1	1,270	+ -	9	3,52	-	1	1,442	+ -
10	2,84	+ -	1	1,214	+ -	10	3,44	2	4	1,412	+ -
1	2,77		2	1,191	+ -	6	3,19	+	1	1,392	+ -
9	2,658		1	1,170	+ -	8	2,915	+	4	1,360	+
4	2,584	- -	1	1,140	+ -	5	2,835	+ -	3	1,818	+ -
3	2,432	+ -	Сл.	1,070	+ -	7	2,887	+ -	3	1,305	+ -
3	2,253	+ -	1	1,062	+ -	1	2,581	-	4	1,285	+ -
6	2,174	+ -	2	1,026	+ -	2	2,495	+	Сл.	1,270	+ -
1	2,134	+ -				4	2,404	+ -	"	1,263	+ -
1	1,940	+ -				3	2,243	+ -	4	1,226	+
1	1,893	+ -				1	2,210	+ -	3	1,213	+ -
3	1,805	+				5	2,163	+ -	3	1,193	+ -
1	1,734	+				Сл.	2,112	-	2	1,168	-
2	1,712	+				Сл.	2,024	+ -	1	1,155	-
Сл.	1,670	+				1	1,943	+ -	2	1,142	+ -
Сл.	1,650	+				1	1,892	+ -	1	1,121	-
2	1,612	+				1	1,870		2	1,075	+
Сл.	1,575	+ -				4	1,818	+	4	1,064	+ -
						4	1,741	+	Сл.	1,052	+
									"	1,043	
									5	1,024	+ -
									3	1,008	

Примечание. + - линия натролита; - (прочерк) - линия томсонита; J - интенсивность; d/n - межплоскостные расстояния. Данные взяты из работы В.И. Михеева [51]. Аналитик Г.В. Кутыева, ИВ ДВНЦ АН СССР.

ляют предполагать, что цеолитизация, карбонатизация и изменение химического состава периферических частей базальтового потока о-ва Карагинского обусловлены диффузионным океаническим метасоматозом в системе морская вода - базальт.

Влияние вторичных процессов на первичный состав меловых базальтов п-ова Кроноцкого полностью аналогично процессам, изученным на о-ве Карагинском (табл. 5). Вторичная минерализация в измененных плагиобазальтах Кроноцкого полуострова сходна с таковой в базальтах о-ва Карагинского. Плагиоклаз замещается цеолитами. Поры в трещинах в измененных базальтах заполнены анальцимом, хлоритом и карбонатами. Ка-

Таблица 5

Химический состав меловых metabазальтов Кронцокого полуострова, вес.%

Окислы	I					
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	51,04	50,52	49,87	50,18	49,27	50,93
TiO ₂	0,49	0,53	0,69	0,68	0,50	0,71
Al ₂ O ₃	18,57	18,78	19,26	18,94	18,79	17,87
Fe ₂ O ₃	3,72	4,18	3,80	3,89	3,15	5,29
FeO	6,86	6,62	6,76	7,13	7,73	5,37
MnO	0,23	0,18	0,18	0,26	0,17	0,22
MgO	6,18	5,99	5,72	5,08	6,08	5,60
CaO	9,20	10,26	10,40	9,78	10,92	8,67
Na ₂ O	3,42	2,58	2,63	3,52	3,17	3,50
K ₂ O	0,21	0,29	0,60	0,44	0,17	1,65
P ₂ O ₅	0,07	0,07	0,08	0,10	0,04	0,19
H ₂ O ⁺	1,36	0,92	1,10	1,64	1,71	2,19
FeO*	10,21	10,36	10,18	10,63	10,57	10,13
FeO*/MgO	1,65	1,73	1,77	2,09	1,74	1,81
Na ₂ O + K ₂ O	3,63	2,84	3,23	3,96	3,34	5,15

Окислы	III			
	1	2	3	4
SiO ₂	49,61	50,42	49,36	51,02
TiO ₂	0,79	0,79	0,82	0,64
Al ₂ O ₃	21,12	19,24	20,08	20,33
Fe ₂ O ₃	4,07	5,24	5,82	4,70
FeO	5,36	6,43	6,06	5,34
MnO	0,16	0,20	0,20	0,18
MgO	4,70	5,02	4,94	4,39
CaO	11,52	7,89	8,00	8,34
Na ₂ O	2,19	4,47	4,20	6,62
K ₂ O	0,48	0,29	0,53	0,34
P ₂ O ₅	—	0,01	—	0,10
H ₂ O ⁺	1,33	4,32	4,24	5,64
FeO*	9,02	11,15	11,28	9,57
FeO*/MgO	1,92	2,22	2,29	2,18
Na ₂ O + K ₂ O	2,67	4,76	4,72	4,36

Примечание. I — поток шаровых плагиотолентов в 1 км к югу от горы Амбар; III — поток шаровых плагиотолентов в 3 км к югу от р. Россомашей; 1—6 и 1—4 — отдельные шары в потоках лав.

верны и трещинки в плагиоклазах выполнены сложным агрегатом гидрослюдястых минералов. Анализ химического состава относительно свежих и измененных плагиобазальтов в одном потоке показал, что подвижными элементами являются щелочи и Са, а инертными — Si, Ti, Mg, Al, FeO* (см. рис. 13, 14). Химические анализы свежих и измененных меловых плагиобазальтов, пересчитанные на нормативные составы и нанесенные на развернутый тетраэдр — нефелин—оливин—диопсид—гиперстен—кварц, характеризуются той же тенденцией изменения составов, что и у плагиобазальтов о-ва Карагинского. Относительно свежие разности пород попадают в поле кварцевых толеитов, а измененные базальты располагаются в поле толеитов с гиперстеном и оливином (см. рис. 12). Близость первичных петрографических и химических составов плагиобазальтов п-ова Кроноцкого и плагиобазальтов о-ва Карагинского, сходство вторичной минерализации и поведения главных элементов в сравниваемых вулканитах позволяют предполагать, что и поведение элементов-примесей в свежих и измененных сравниваемых породах будет одинаковым. Вывод о миграционной инертности Cr, V, Ni, Co, Sr и миграционной подвижности Ba в плагиобазальтах о-ва Карагинского в процессе низкотемпературного метасоматоза справедлив и для меловых плагиобазальтов Кроноцкого полуострова.

В заключение можно констатировать следующие основные положения представительности и методики опробования палеотипных базальтов.

Все рассматриваемые вулканиты формировались в подводных условиях. Они представлены мощными и протяженными потоками и покровами шаровых лав, часто переходящих в монолитные лавы и изредка по периферии потоков в обломочно-подушечные брекчии (гиалокластиты). Палеогеновые породы этой группы на Кроноцком и Камчатском полуостровах представлены также и силлами.

Средние химические составы протяженных покровов шаровых лав вычислялись по средним арифметическим от составов нескольких однородных шаров, опробованных по простиранию и мощности покрова. Средние химические составы силлов отождествлялись с химическими составами нижних эндоконтактных зон межпластовых тел. Средние химические составы меловых и палеогеновых базальтов Кроноцкого и эоценовых базальтов Камчатского полуостровов подсчитывались по среднему арифметическому от средних составов отдельных геологических тел (покровов, потоков и силлов).

Изучение влияния низкотемпературного метасоматоза на первичный химический состав базальтов показало, что в процессе изменения пород происходит вынос Са и привнос К, Ва, Na. Содержания Si, Al, Ti, Mg, Ni, Cr, V, Co, Sr в процессе низкотемпературного изменения пород не изменяются.

**ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ, ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ
И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ БАЗАЛЬТОВ
СВИТЫ МЫСА КАМЕНИСТОГО,
КРОНОЦКОЙ СЕРИИ И БАКЛАНОВСКОЙ СВИТЫ**

Проведенные исследования показали, что изученные базальты, несмотря на значительную временную и пространственную разобщенность, характеризуются близкими петрографическими, петрохимическими и геохимическими особенностями.

**ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЗАЛЬТОВ
СВИТЫ МЫСА КАМЕНИСТОГО**

Вулканиды свиты мыса Каменистого представлены в основном порфиоровыми базальтами, субафировые вулканиды — одним потоком базальтов и одним потоком андезитобазальтов.

Порфиоровые базальты — темно-серые до черных, массивные породы с высоким содержанием фенокристаллов плагиоклаза, резко преобладающего над темноцветными минералами. Количество плагиоклаза в базальтах варьирует от 20 до 30% от объема породы, наиболее часто составляя 25% (рис. 17). Содержание темноцветных минералов более постоянно: 1–3% от общего объема породы. Базальты с подобными количественными соотношениями плагиоклаза и темноцветных минералов впервые на Камчатке были описаны А.Н. Заварицким в окрестностях Ключевской группы вулканов и отнесены к плагиобазальтам [29]. Поэтому в дальнейшем порфиоровые базальты с подобными соотношениями фенокристаллов будем называть плагиобазальтами. По минеральным парагенезисам фенокристаллов среди них различаются оливин-клинопироксен-плагиоклазовые и оливин-плагиоклазовые лавы, при этом в плагиобазальтах отсутствуют фенокристаллы магнетита. В основании видимой части мелового разреза залегают двупироксеновые плагиобазальты.

Субафировые базальтоиды (базальты и андезитобазальты) — пористые породы, характеризующиеся редкими оливин-плагиоклазовыми сростками фенокристаллов размером 1–3 мм или оливин-клинопироксен-плагиоклазовыми сростками микрофенокристаллов размером 0,2–0,3 мм (рис. 18). В субафировых базальтах изредка встречаются микрофенокристаллы магнетита. В андезитобазальтах магнетит встречается чаще.

Структура основной массы лав свиты мыса Каменистого варьирует от стекловатой в корках закалки шаровых лав, через гиалопилитовую, вариолитовую и интерсертальную в промежуточных зонах сфероидов до толеитовой с участками долеритовой в центре наиболее крупных подушек. Основная масса пород состоит из плагиоклаза, клинопироксена, магнетита, оливина и интерстициального стекла.

Почти все меловые базальты изменены вторичными процессами. Внешние признаки изменения базальтов выражаются в осветлении пород, в появлении зеленоватых и буро-зеленоватых окрасок. Плагиоклаз, как правило, соскритизирован и цеолитизирован. Оливин замещен агрегатом

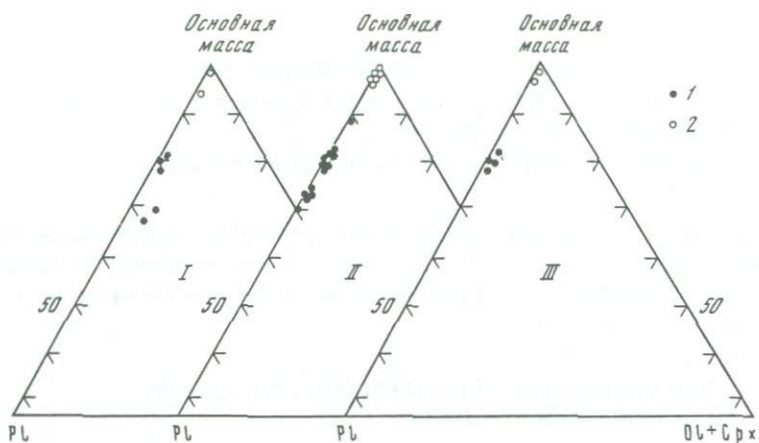


Рис. 17. Средние модальные составы базальтов из потоков и покровов

I — базальты свиты мыса Каменистого; *II* — базальты кроноцкой серии; *III* — базальты баклановской свиты: 1 — высокоглиноземистые плагиотолиты; 2 — ферробазальты

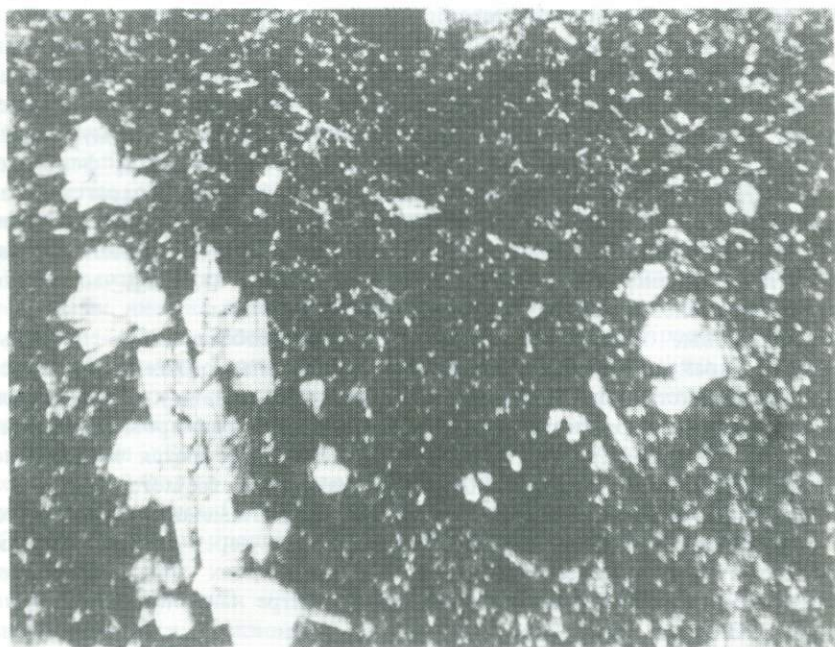


Рис. 18. Шаровые субафирные ферробазальты; промежуточная часть сфероида

В слабо раскристаллизованной основной массе заключены редкие микрофенокристаллы плагиоклаза; николи х; свита мыса Каменистого; увел. $\times 100$.

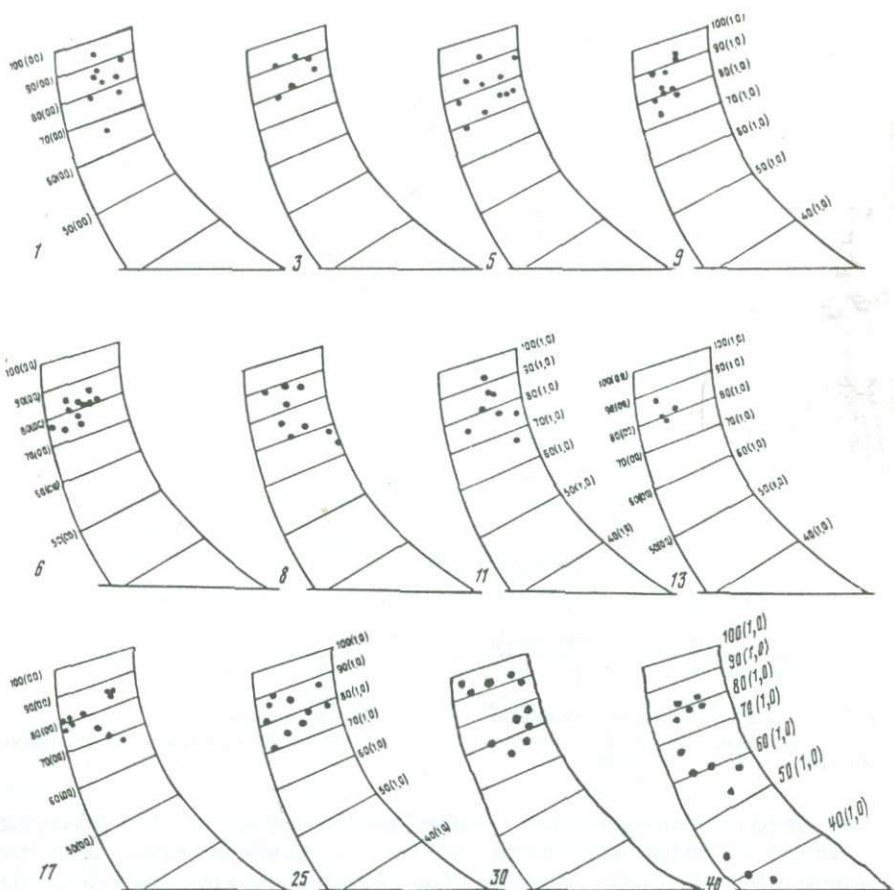


Рис. 19. Вулканыты Кроноцкого полуострова; номер и степень упорядоченности плагиоклазов

Потоки 1, 3, 5, 9 — свита мыса Каменистого; потоки 6, 8, 11, 13, 17, 25, 30, 40 — кроноцкая серия.

Цифры слева и справа от рисунков обозначают номер плагиоклаза, цифры в скобках — степень упорядоченности; анализы лав см. в табл. 6 и 7

гидрослюдистых минералов. Нередко по оливину наблюдаются псевдоморфозы кальцита, а также анальцима и других минералов группы цеолитов. Трещинки и миндалины в породе выполнены кальцитом, цеолитами, теми же гидрослюдистыми минералами и изредка анизотропным, аморфным палагонитом. Стекла в корках закалки, в интерстициях между микролитами основной массы, так же как и сама тонкозернистая основная масса, замещаются палагонитом. Развитие палагонита в основной массе породы нередко сопровождается новообразованиями хлорита, цеолитов и карбонатов. Фенокристаллы и микролиты пироксенов не изменены.

Плагиоклаз — наиболее распространенный минерал, как среди фенокристаллов, так и среди микролитов основной массы. Форма кристал-

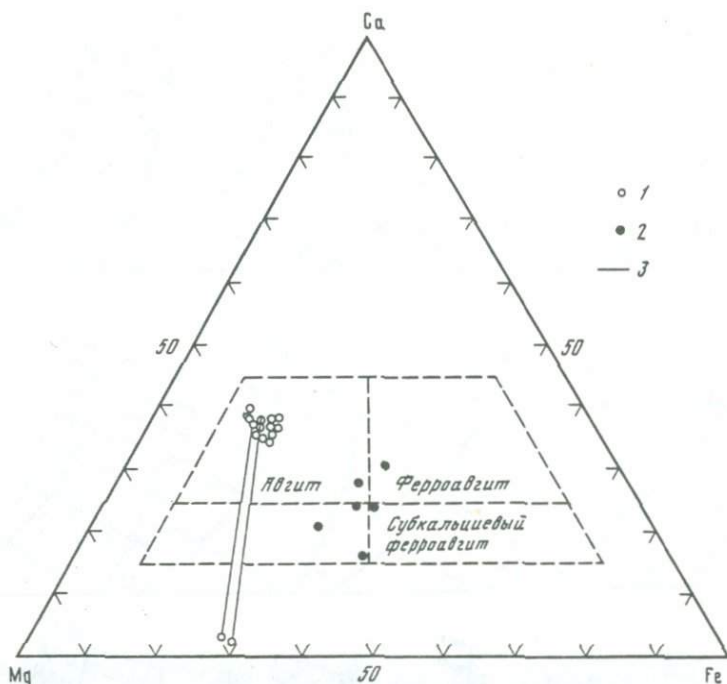


Рис. 20. Базальты свиты мыса Каменистого; составы пироксенов

1 — фенокристаллы; 2 — микролиты; 3 — линии, соединяющие сосуществующие минералы

лов широкотаблитчатая или удлинённо-призматическая, по размерам варьирует от долей миллиметра до 1–1,5 см. Фенокристаллы имеют хорошую огранку, слабо зональны. Как правило, это крупные кристаллы с однородным ядром, вокруг которого образуется небольшая зональная каемка более натрового плагиоклаза. Зональность в каемке подчеркивается многочисленными микровключениями вулканического стекла. Состав фенокристаллов плагиоклаза в базальтах, измеренный на столике Е.С. Федорова в плоскости, перпендикулярной (010), по методике, предложенной Ван-де-Кирковым [12], варьирует в пределах An_{70-90} (рис. 19). Для большинства плагиоклазов характерно двойниковое строение. Двойники простые, редко полисинтетические. Крупные кристаллы плагиоклаза встречаются в виде отдельных идиоморфных индивидов или образуют крупные (до 1,5 см) мономинеральные сростки. Более мелкие кристаллы плагиоклаза образуют сростки с оливином или клинопироксеном.

Клинопироксен преобладает среди темноцветных минералов. Он встречается как в виде идиоморфных фенокристаллов (1–3 мм), так и в виде изометричных и удлинённых микролитов. Фенокристаллы клинопироксена представлены авгитами, химический состав которых незначительно варьирует от $Wo_{35}En_{47}Fs_{18}$ до $Wo_{40}En_{46}Es_{14}$ (рис. 20; табл. 1; Приложение). Зональность для авгитов не характерна.

Оливин в меловых базальтах образует фенокристаллы и встречается

в основной массе породы. Он полностью изменен и замещен вторичными минералами. Образует мелкие, до 1 мм, идиоморфные кристаллы, чаще встречается в сростках с плагиоклазом и клинопироксеном.

Ортопироксен встречен в единственном покрове шаровых лав, залегающих в нижней части свиты мыса Каменистого. Он представлен только фенокристаллами удлинненно-призматической формы, достигающими размера 1–1,5 мм. По химическому составу ортопироксен соответствует бронзиту $Wo_5En_{70}Es_{25}$ (см. рис. 20; табл. 1; Приложение). Ортопироксен, как и клинопироксен, образует сростки с плагиоклазом.

Рудный минерал в базальтах обнаружен только в основной массе, в андезитобазальтах появляется и в качестве микрофенокристаллов.

Структурные взаимоотношения фенокристаллов плагиоклаза и темноцветных минералов позволяют считать, что наиболее вероятно первым из базальтового расплава кристаллизовался плагиоклаз, затем плагиоклаз с оливином или с оливином и клинопироксеном. В потоке базальтов из нижней части мелового разреза плагиоклаз кристаллизовался совместно с клинопироксеном и ортопироксеном.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ БАЗАЛЬТОВ КРОНОЦКОЙ СЕРИИ И БАКЛАНОВСКОЙ СВИТЫ

Палеогеновые базальты Кроноцкого и эоценовые базальты Камчатского полуостровов характеризуются одинаковыми парагенезисами фенокристаллов и близкими петрографическими особенностями. Они будут охарактеризованы совместно.

Все разнообразие вулканических пород кроноцкой серии и баклановской свиты представлено плагиобазальтами и субафировыми базальтоидами (базальтами, андезитобазальтами и андезитами); среди гипабиссальных аналогов основных лав встречены лейкократовые габбро, порфиновые долериты и долериты. Субафировые базальтоиды и долериты наблюдаются в резко подчиненных количествах по сравнению с плагиобазальтами и порфировыми долеритами.

Плагиобазальты — массивные черные породы, почти лишенные пор, характеризующиеся оливин-плагиоклазовыми и клинопироксен-оливин-плагиоклазовыми парагенезисами фенокристаллов. Плагиоклазы с первой ассоциацией фенокристаллов резко преобладают. Наиболее характерными минералогическими особенностями пород являются резкое преобладание фенокристаллов плагиоклаза над темноцветными минералами и отсутствие фенокристаллов магнетита. Как правило, плагиобазальты представляют собой породу, состоящую из многочисленных крупных отдельных кристаллов и мономинеральных сростков плагиоклаза, погруженных в ее основную массу. Изредка плагиоклаз образует сростки с более мелкими кристаллами оливина (рис. 21, 22) или оливина и клинопироксена. Количество фенокристаллов плагиоклаза варьирует от 20 до 30%, наиболее часто составляя 20 и 27% от объема породы (см. рис. 9). Количество темноцветных минералов более постоянно — 0,5–1% от объема породы.

Субафировые базальтоиды—базальты, андезитобазальты и андезиты — более пористые породы, характеризующиеся такими же, как и плагио-

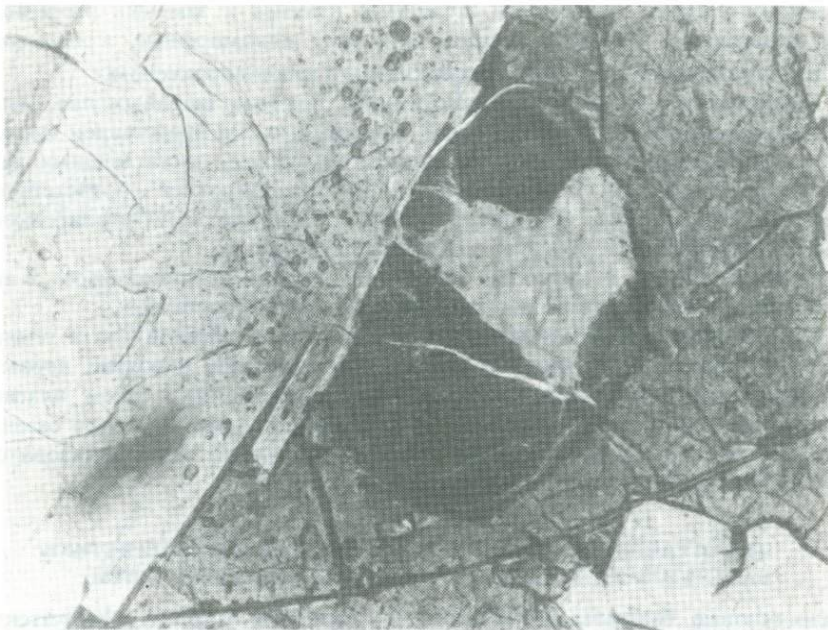


Рис. 21. Шаровые плагиотоленты, корка закалки сфероида

В стекловатой основной массе породы наблюдаются сростки крупного плагио-оклаза и более мелкого оливина. Оливин разложен и замещен гидрослюдистыми минералами; николи //; увел. X 50; кубовская свита

базальты, парагенезисами фенокристаллов. Обычно редкие (1–3% от объема породы), крупные (0,2–0,5 см) отдельные кристаллы и моно-минеральные сростки плагиооклаза, реже плагиооклаза с оливином и клинопироксеном, погружены в основную массу лавы (рис. 23). Более мелкие лейстовидные микрофенокристаллы плагиооклаза часто образуют микропегматоидные сростки с оливином и клинопироксеном. Для субафировых базальтоидов подобная тройная ассоциация микрофенокристаллов наиболее характерна. В субафировых базальтах и андезитобазальтах иногда присутствуют одиночные микрофенокристаллы магнетита, местами в сростках с оливином (рис. 24). В андезитах сростки микрофенокристаллов магнетита, лейстовидного плагиооклаза, оливина и клинопироксена встречаются наиболее часто. По габитусу минералов и минеральным парагенезисам сростки микрофенокристаллов в субафировых базальтах, андезитобазальтах и андезитах близки микролитам основной массы плагиобазальтов.

Структура основной массы плагиобазальтов и субафировых базальтов сильно варьирует. Она зависит от положения породы в сфероиде шаровых лав. В корках закалки сфероидов структура основной массы стекловатая, в промежуточных зонах подушки меняется от гиалопилитовой до интерсертальной. В центральных частях наиболее мощных подушек структура основной массы толеитовая с участками долеритовой или гиалопилитовой (см. рис. 10).



Рис. 22. Высокоглиноземистый плагиотолит, корка закалки сфероида

В стекловатую основную массу погружены многочисленные сростки кристаллов плагиоклаза; изредка присутствуют сростки плагиоклаза (Pl) и оливина (Ol); никели х; увел. X 20; козловская свита

Минеральный состав основной массы всех лав одинаков: плагиоклаз, клинопироксен, магнетит, оливин и интерстициальное стекло.

Порфиновые долериты образуют самостоятельные силлы небольшой мощности или встречаются в эндоконтактных зонах мощных силлов, центральные части которых представлены лейкократовыми габбро. В некоторых силлах периферические части эндоконтактных зон представлены вышеописанными плагиобазальтами. Порфиновые долериты — породы с резким преобладанием фенокристаллов над темноцветными минералами, фенокристаллы погружены в частично раскристаллизованную основную массу породы. Как правило, структура основной массы долеритовая, с участками пойкилоофитовой и толейтовой. Минеральный состав фенокристаллов и основной массы порфириновых долеритов аналогичен таковому в плагиобазальтах. Исключение составляют некоторые силлы порфириновых долеритов, содержащие в раскристаллизованной основной массе ферропихониты состава $Wo_{8-12}En_{11-15}Fs_{70-73}$ (табл. 3; Приложение). Минеральные парагенезисы центральных, более раскристаллизованных частей силлов отличаются от минерального состава эндоконтактных новообразованиями амфибола и биотита. В интерстициях между фенокристаллами вместо стекла присутствует гранофировый мезостази. Вероятно, все это позволило некоторым исследователям [26] выделить среди магматических пород кроноцкой серии группу амфиболизированных и окварцованных габбро. В то же время, как будет показано ниже,

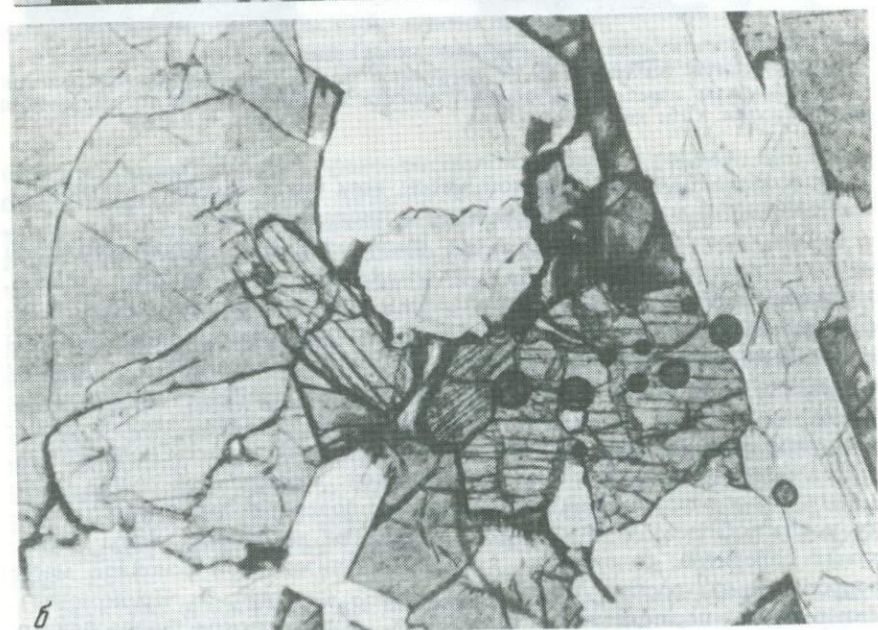


Рис. 23. Шаровые ферробазальты, корка заделки сфероида

В нераскристаллизованном стекле видны микропегматоидные срастания плагио-
 клаза и клинопироксена: *a* — николи \times ; *b* — николи \parallel , увел. $\times 100$; козловская свита

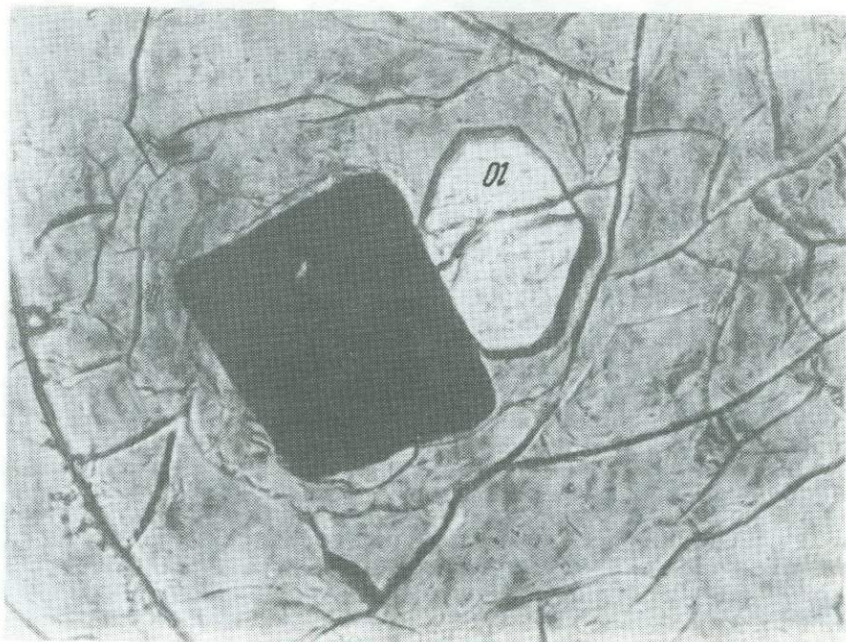


Рис. 24. Шаровые ферробазальты, корка закалки подушки

В стекловатую основную массу погружены отдельные сростки микрофенокристаллов оливина (Ol) и магнетита; николи //, увел. X 50; козловская свита

по содержанию главных элементов и элементов-примесей эти породы адекватны плагиобазальтами. Поскольку задачей настоящего исследования является формационная принадлежность базальтов, представляется целесообразным ограничиться изучением минерального и химического состава нижних эндоконтактных зон силлов, в первом приближении представляющих состав недифференцированной внедряющейся магмы.

Все палеогеновые породы — пример уникальной сохранности палеотипных базальтов. Все минералы, за исключением оливина, неизменены. Оливин частично изменен даже в свежем закалочном стекле шаровых лав. Причем чем крупнее кристалл оливина, тем он интенсивнее замещен мелкими агрегатами гидрослюдистых минералов, замещение идет от периферии к центру кристалла. Зерна оливина в закалочном стекле частично или полностью также замещены гидрослюдистыми минералами. Микролиты оливина, погруженные в полностью раскристаллизованную основную массу, состоящую из свежих микролитов плагиоклаза, клинопироксена и магнетита (рис. 25), также замещены мелким агрегатом гидрослюдистых минералов. Подобные микролиты оливина встречаются повсеместно вне зависимости от степени изменения породы. По-видимому, подобные изменения оливина вызваны аутометасоматическим процессом.

Плагиоклаз — наиболее распространенный минерал как среди фенокристаллов, так и среди микролитов основной массы. Форма кристаллов широкопластинчатая, иногда удлинненно призматическая. Размер фенокристаллов плагиоклаза варьирует от десятых долей миллиметров (микро-



Рис. 25. Шаровые плагиотолиты, центральная часть сфероида

Участок породы с долеритовой структурой основной массы, совместная кристаллизация оливина (Ol), плагиоклаза (Pl), клинопироксена (Cpx) и магнетита; оливин полностью разложен и замещен гидрослюдистыми минералами; николи х, увел. X 600; козловская свита

фенокристаллы) до 1 см. Крупные фенокристаллы представлены большими однородными ядрами (An_{85-95}), окруженными тонкой каемкой более натрового (An_{66-83}) состава (рис. 26). Состав фенокристаллов плагиоклаза в потоках и покровах шаровых лав идентичен таковому в эндоконтактных зонах силлов (рис. 27; табл. 2; Приложение). По периферии кристаллов плагиоклаза зональность подчеркивается многочисленными микровключениями стекла, среди которых изредка встречаются клинопироксен и, по-видимому, оливин. Кристаллы плагиоклаза хорошо огранены, зональность в периферических зонах прогрессивная. Для большинства плагиоклазов характерно двойниковое строение. Двойники в основном простые, редко полисинтетические.

Микролиты плагиоклаза в плагиобазальтах и субафировых базальтах образуют удлинённо-призматические лейсты. Состав микролитов плагиоклаза варьирует в пределах An_{60-70} (рис. 27; табл. 2; Приложение).

Оливин — наиболее распространенный после плагиоклаза минерал фенокристаллов. Он присутствует и в основной массе породы. Кристаллы оливина имеют правильную кристаллографическую форму. В большинстве базальтов оливин изменен и замещен сложным агрегатом гидрослюдистых минералов. Наиболее характерны небольшие (0,5–1 мм) кристаллы оливина, изредка встречаются и более крупные зерна, достигающие размера 1,5 см. Состав редких свежих кристаллов оливина варьирует от хризолита до гиалосидерита (см. рис. 27). Подобные вариации состава

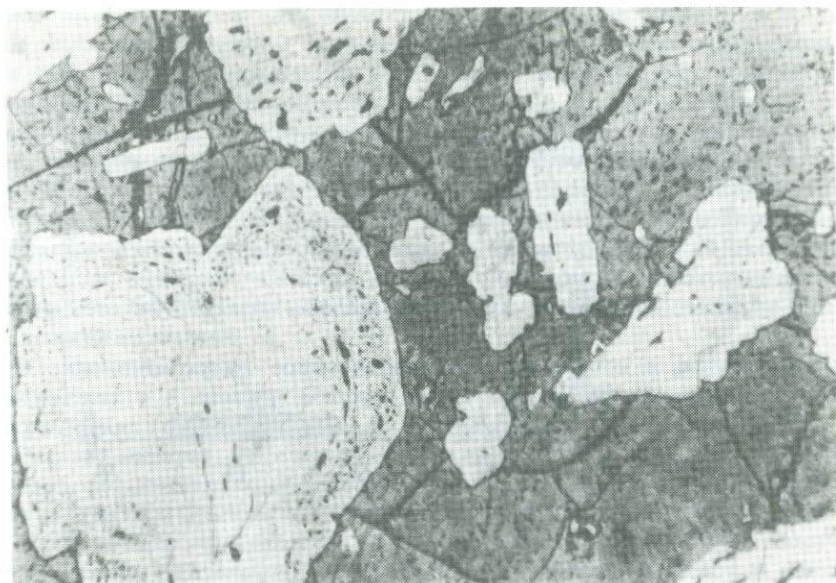


Рис. 26. Шаровые плагиотолелиты, корка закалки сфероида

В стекловатую основную массу погружены отдельные кристаллы и сростки плагиоклаза, периферия кристаллов характеризуется зональным строением, подчеркнутым многочисленными микровключениями стекла. Николи //, увел. $\times 15$; козловская свита

оливинов часто наблюдаются в одном и том же образце (табл. 3; Приложение). Фенокристаллы оливина образуют сростки с кристаллами плагиоклаза. В основной массе оливин представлен микролитами правильной кристаллографической формы. По химическому составу микролиты оливинов варьируют от гиалосидеритов до гортонолитов (см. рис. 27; табл. 3; Приложение).

Клинопироксены во всех вулканитах встречаются как в виде призматических фенокристаллов, достигающих размера 3–5 мм, так и в виде удлиненных и изометричных в плане микролитов. Фенокристаллы клинопироксена встречаются значительно реже, чем оливина, и, как правило, в сростках с плагиоклазом. По химическому составу клинопироксены палеогеновых и меловых вулканитов соответствуют авгитам $Wo_{37-40}En_{46-50}Fs_{10-17}$. Микровключения в краевых зонах кристаллов плагиоклаза соответствуют авгитам и субкальциевым авгитам. Микролиты клинопироксена в основной массе одного и того же образца плагиобазальта или ферробазальта по химическому составу могут соответствовать ферроавгитам и субкальциевым авгитам, а в ферроандезитобазальтах некоторые микролиты клинопироксена отвечают ферропижонитам (см. табл. 4; Приложение). Среди микролитов наблюдаются все переходные разности от субкальциевых авгитов до ферроавгитов. Таким образом, в одном и том же образце плагиобазальта можно выделить по меньшей мере два направления эволюции состава клинопироксенов: толеитовых и щелочных базальтов Японии. Подобная разница в направлениях эволюции составов клинопироксенов

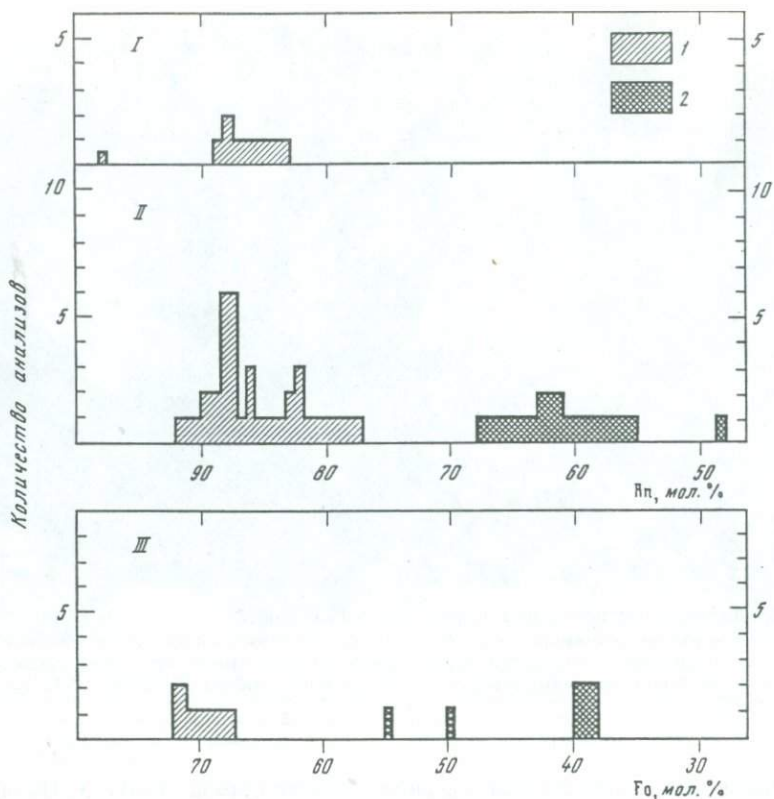


Рис. 27. Химические составы плагиоклазов и оливинов из базальтов и порфировых долеритов кроноцкой серии

1 — фенокристаллы; 2 — микролиты основной массы; I, II — плагиоклазы: I — ферробазальтов, II — высокоглиноземистых плагиотолентов и порфировых долеритов; III — оливины высокоглиноземистых плагиотолентов; Ап — процентное содержание анортитовой молекулы в плагиоклазе; Fo — процентное содержание форстеритовой молекулы в оливине

в палеогеновых магмах Кроноцкого полуострова, вероятно, обусловлена разницей в условиях их кристаллизации.

До излияния магмы на поверхность составы клинопироксенов изменялись от авгитов до субкальциевых ферроавгитов. На это указывают составы фенокристаллов клинопироксенов и составы микровключений клинопироксенов в фенокристаллах плагиоклазов, соответствующие авгитам, субкальциевым авгитам и субкальциевым ферроавгитам соответственно. При кристаллизации клинопироксенов в этом направлении окислительный потенциал был низким: магнетит среди фенокристаллов отсутствует. После излияния магмы на дно водного бассейна дальнейшая кристаллизация происходит внутри сфероидов шаровых лав. Здесь появляется новая кристаллическая фаза — магнетит. Выпадение из расплава внутри сфероида шаровой лавы магнетита резко понижает в нем содержание FeO^* и приводит к относительному обогащению его CaO и Al_2O_3 . Дальнейшая эволюция составов клинопироксенов будет идти по пути эволюции клинопирок-

сенов Скергаардского плутона и щелочных базальтов Японии. О подобном резком возрастании в остаточном расплаве внутри сфероидов шаровых лав относительного содержания CaO и Al_2O_3 свидетельствует зональность в микролитах клинопироксенов (рис. 28; табл. 4; Приложение). Этому предположению не противоречит и то, что часть микролитов клинопироксенов занимает промежуточное положение между субкальциевыми авгитами и ферроавгитами. Частично микролиты представлены субкальциевыми авгитами, близкими по составу к микровключениям клинопироксенов в плагиоклазах, которые образовались в интрателлурический этап кристаллизации магмы в условиях низкого окислительного потенциала; вероятно, это обусловлено образованием этих микролитов также до кристаллизации магнетита.

В эндоконтактных зонах порфировых долеритов и лейкократовых габбро, как и в лавах, клинопироксены также эволюционируют в двух направлениях (см. рис. 28; табл. 4; Приложение).

Рудный минерал встречается преимущественно в основной массе базальтов. По химическому составу соответствует магнетиту и титаномagnetиту (табл. 5; Приложение).

В заключение минералогического описания приведем средние химические составы фенокристаллов плагиоклазов, клинопироксенов и оливинов из базальтов и порфировых долеритов кроноцкой серии.

Анализ структурных взаимоотношений фенокристаллов плагиоклазов и фемических минералов, а также их химические составы дают возможность наметить следующий вероятный порядок выделения минералов. На начальной стадии кристаллизации базальтовой магмы первым из расплавов, вероятно, кристаллизовался высококальциевый плагиоклаз, состав которого близок к анортиту. По мере его кристаллизации расплав на ликвидусе обеднялся Al_2O_3 и CaO и равновесие смещалось в направлении котектики битовнита с хризолитом. Дальнейшая кристаллизация битовнита и хризолита приводила к кристаллизации тройной ассоциации фенокристаллов битовнита, хризолита и авгита. На подобный порядок кристаллизации указывают ядра высококальциевых плагиоклазов, лишенные зональности и не содержащие микровключений других минералов. Наряду с этим периферические зоны крупных фенокристаллов плагиоклаза характеризуются прогрессивной зональностью, которая подчеркивается микровключениями стекла, клинопироксена и оливина. Очевидно, что микровключения темноцветных минералов захватывались плагиоклазом во время котектической кристаллизации, которая протекала в конце доэруптивного этапа вулканизма непосредственно перед излиянием на дно водного бассейна. Об этом же косвенно свидетельствуют следующие взаимоотношения фенокристаллов. Близкий к анортиту плагиоклаз — самый крупный среди фенокристаллов — резко (в 7–10 раз) преобладает над темноцветными минералами. Оливин, наиболее распространенный из цветных минералов, как правило, встречается в парагенезисах только с плагиоклазом. При этом зерна оливина мельче, хотя встречаются и относительно крупные кристаллы; оливин часто образует сростки с плагиоклазом. Фенокристаллы клинопироксена встречены в изученных базальтах в тройной ассоциации — с плагиоклазом и оливином. Клинопироксен, так же как и оливин, чаще образует более мелкие кристаллы,

чем плагиоклаз, и встречается в сростках с плагиоклазом и оливином. На подобный порядок выделения минералов указывают микровключения плагиоклаза в крупных кристаллах оливина и клинопироксена.

Хорошим подтверждением высказанного положения о порядке кристаллизации служат количественные соотношения фенокристаллов плагиоклаза и темноцветных минералов. Постоянно низкое (0,5–1%) присутствие фенокристаллов хризолита и авгита во всех лавах и высокое (20–30%) содержание плагиоклаза во всех покровах плагиобазальтов, повторяющееся в течение геологических промежутков времени, с наибольшей вероятностью свидетельствуют о ликвидусной кристаллизации плагиоклаза из высокоглиноземистой магмы и последующей котектической кристаллизации плагиоклаза и темноцветных минералов. В случае альтернативной гипотезы — сепарации плагиоклаза из невысокоглиноземистой магмы — трудно объяснить постоянно низкое содержание темноцветных минералов во всех лавах. Описанные выше котектические взаимоотношения плагиоклаза и темноцветных минералов позволяют предположить, что при всплывании плагиоклаза неизбежно всплывали бы и цветные минералы, находящиеся с ним в сростках. В этом случае в вулканитах следовало бы ожидать большего разброса в содержаниях авгита и хризолита, такого, какой имеет место в линзах хорошо раскристаллизованных мезократовых базальтов, располагающихся в центрах мощных покровов шаровых плагиобазальтов. О более вероятной ликвидусной, нежели котектической кристаллизации ядер плагиоклаза свидетельствует его высокая кальциевость. Как известно, на котектике с темноцветными минералами в базальтовых расплавах обычно образуется плагиоклаз с более низкой чем в плагиотолитах анортитовой составляющей ($Ап_{70-75}$). Как показано выше, в рассматриваемых плагиотолитах подобный состав плагиоклаза отмечен в краевых частях фенокристаллов и основной массе лавы. Подавляющая часть ядер крупных фенокристаллов плагиоклаза имеет состав, близкий к $Ап_{90}$.

В заключение изучения вулканитов свиты мыса Каменистого, кроночковой серии и баклановской свиты можно констатировать, что они характеризуются общими петрографическими особенностями. Породы представлены преимущественно порфиrowыми основными лавами — плагиобазальтами, по отношению к которым субафировые базальты, андезитобазальты и андезиты занимают резко подчиненное положение. Гипабиссальными аналогами плагиобазальтов кроночковой серии являются порфиrowые долериты, субафировым базальтам соответствуют силлы долеритов. Меланократовые вулканиты в изученных районах отсутствуют.

Плагиобазальты и порфиrowые долериты характеризуются двумя главными петрографическими особенностями: резким преобладанием фено-

Рис. 28. Химические составы клинопироксенов из базальтов и порфиrowых долеритов кроночковой серии

1 — фенокристаллы; 2 — микролиты основной массы; 3 — микровключения клинопироксенов в фенокристаллах плагиоклаза; 4 — стрелка показывает направление изменения состава микролита клинопироксена от центра кристалла к периферии; А, Б, Г — пути кристаллизации клинопироксенов пижонитовой и щелочной базальтовых серий Японии [97] и Скергвардского плутона; номенклатура клинопироксенов по Поддераарту и Хессу [147]

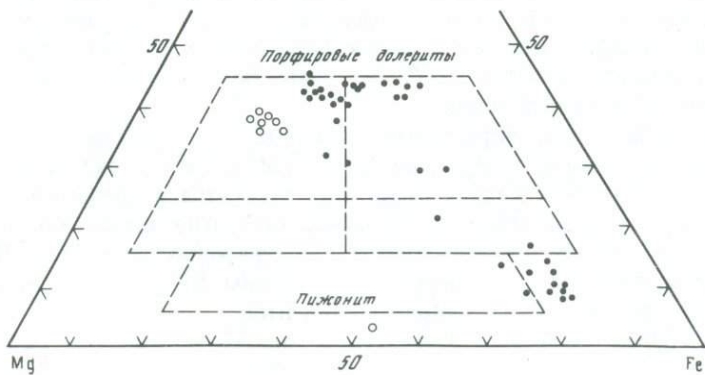
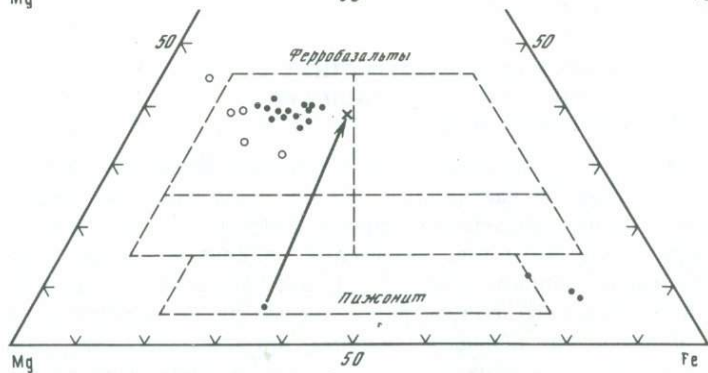
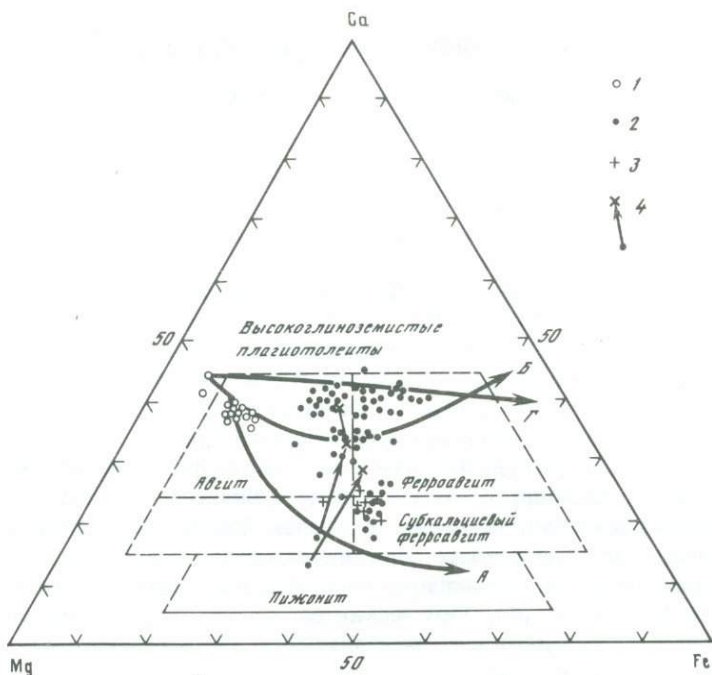


Таблица 6

Средний химический состав фенокристаллов, кроноцкая серия, вес.%

Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO
Плагиоклаз	47,4	—	32,5	1,0	—
Клинопироксен	51,0	0,4	2,8	10,8	0,3
Оливин	37,6	—	0,2	27,1	0,4

кристаллов высококальциевого плаггиоклаза над темноцветными минералами и отсутствием фенокристаллов магнетита.

Субафировые базальты, андезитобазальты и андезиты содержат редкие микрофенокристаллы магнетита, в остальном по качественному минеральному составу соответствуют плаггиобазальтам. Все породы, более "кислые", чем базальты, обладают субафирным обликом.

В палеогеновых вулканитах химический состав фенокристаллов клинопироксенов эволюционирует от авгитов до субкальциевых авгитов, вдоль линии эволюции клинопироксенов пижонитовой серии. Микролиты клинопироксенов в том же образце изменяются от авгитов до ферроавгитов вдоль линии эволюции клинопироксенов Скергаардского плутона и щелочных базальтов Японии. Химический состав оливинов в этих же породах меняется от хризолитов во вкрапленниках до гортонолитов в микролитах основной массы.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЗАЛЬТОВ СВИТЫ МЫСА КАМЕНИСТОГО, КРОНОЦКОЙ СЕРИИ И БАКЛАНОВСКОЙ СВИТЫ

Химические составы меловых и палеогеновых базальтов, порфириновых долеритов и габбро до настоящего времени были известны лишь по разрозненным и немногочисленным данным [49,93], не учитывающим вторичных изменений базальтов, значительно влияющих на их первичный состав. По нашим данным (табл. 7–9), все вулканические породы Кроноцкого и Камчатского полуостровов, несмотря на разницу в возрасте и месте образования, обладают общими петрохимическими особенностями. Все порфириновые породы по содержанию SiO₂ относятся только к базальтам и характеризуются высоким (>18%) содержанием Al₂O₃. Для всех субафирных пород характерно низкое (<16%) содержание Al₂O₃ и высокое (~10%) FeO*. Все лавы, более "кислые", чем базальты, имеют субафирный облик.

В плаггиобазальтах, порфириновых долеритах и лейкократовых габбро наблюдаются высокие содержания Al₂O₃, CaO и FeO* и низкие K₂O (см. табл. 7–9). При этом концентрации этих элементов в порфириновых породах варьируют незначительно, оставаясь стабильно высокими во всех покровах и потоках плаггиобазальтов и порфириновых долеритов. Плаггиобазальты и порфириновые долериты пересыщены SiO₂ и по нормативному составу входят в группу кварцевых толеитов.

Субафирные базальты относятся к высокожелезистым разностям. Содержание FeO* во всех субафирных базальтах постоянно высокое

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Количество анализов
0,1	16,40	1,8	0,1	—	37
16,4	18	0,1	—	0,2	23
36,1	0,3	—	—	—	5

(FeO* > 12 вес.%). Более высокое содержание FeO* характерно для стекол основной массы плаггиобазальтов и субафирных базальтов (табл. 10). В стеклах базальтового состава оно достигает 15%. Субафирные высокожелезистые базальты, как и плаггиобазальты, пересыщены SiO₂ и по нормативному составу относятся к кварцевым толеитам.

Субафирные андезитобазальты и андезиты также являются высокожелезистыми породами. Содержания железа в андезитобазальте всегда выше 12%, а в андезите не больше 10% (за исключением сильно измененного андезитобазальта свиты мыса Каменистого). Стекла андезитобазальтового и андезитового состава в еще большей степени обогащены FeO*, чем потоки шаровых андезитобазальтов и андезитов. Содержание FeO* в андезитобазальтовых стеклах достигает 15%, а в стеклах андезитового состава 13% (см. табл. 10). Таким образом, все субафирные вулканиты — базальты, андезитобазальты и андезиты — являются высокожелезистыми породами. Подобные субафирные высокожелезистые лавы, находящиеся в тесных пространственных и возрастных парагенезисах с низкокальциевыми плаггиобазальтами, изучены на вулкане Хочийёяма островной дуги Идзу [123] и на вулкане Хаконе в Восточной Японии [128]; в целом они являются неизменными членами островодужных толеитовых серий. Высокое содержание FeO* позволяет относить всю ассоциацию этих вулканитов к толеитовой серии [39, 133]. Субафирные высокожелезистые андезитобазальты и андезиты островодужной толеитовой серии пород относят к базальтовым андезитам, исландитам [82, 112; и др.]. Ниже показано, что высокое содержание железа в субафирных базальтах и андезитобазальтах не связано с толеитовым трендом дифференциации, а исландиты даже по петрохимическим особенностям резко отличаются от высокожелезистых островодужных андезитов.

Субафирные высокожелезистые (FeO* — 12%) базальты восточных полуостровов Камчатки относятся к ферробазальтам, а более кислые разности вулканитов — к ферроандезитобазальтам и ферроандезитам [64, 87, 88, 91]. Подобное название для высокожелезистых (FeO* — 12% вес.) андезитобазальтов о-ва Рауль, расположенного в пределах дуги Кермадек, предлагали Ллойд и Натан [134]. Ранее ферробазальтами были названы высокожелезистые базальты, сформированные в пределах второго сейсмического слоя океанической коры [54, 104, 106; и др.].

Петрохимические характеристики плаггиобазальтов и ферробазальтоидов проиллюстрированы на корреляционных графиках (рис. 29, 30). Здесь в качестве показателя степени продвинутой дифференциации использовано содержание Al₂O₃, так как плаггиоклаз определяет петрогра-

Таблица 7

Средний химический состав лав из отдельных потоков свиты мыса Каменистого

Оксиды	1	2	3	4	5
SiO ₂	50,33	50,03	49,32	49,31	48,89
TiO ₂	0,63	0,93	0,74	0,79	0,65
Al ₂ O ₃	18,64	17,22	19,65	17,95	20,73
Fe ₂ O ₃	3,64	8,62	6,36	5,55	3,92
FeO	6,86	4,28	4,57	6,34	5,78
MnO	0,21	0,23	0,19	0,16	0,16
MgO	5,76	5,99	4,57	5,67	4,87
CaO	9,90	9,03	11,89	10,05	10,70
Na ₂ O	3,19	3,03	2,42	3,86	3,58
K ₂ O	0,57	0,43	0,28	0,31	0,57
P ₂ O ₅	0,07	0,22	—	0,06	0,15
Количество анализов	8	4	3	2	3
Rb	2,95(3)	—	2(1)	—	—
Ba	30(7)	60(6)	40(5)	140(1)	100(2)
Sr	220(3)	200(4)	230(5)	170	220(2)
Cr	60(2)	30(6)	20(2)	30(2)	40(2)
V	300(6)	360(4)	310(5)	360(2)	270(3)
Ni	30(7)	30(4)	40(4)	30(2)	10(2)
Co	40(8)	40(6)	40(5)	40(3)	40(4)
Zr	30(2)	40(2)	40(1)	40(2)	45(1)
Hf	0,82(2)	0,81(1)	—	—	0,59(1)
K/Rb	1610	—	1007	—	—
Rb/Sr	0,02	—	0,01	—	—
Ba/Sr	0,20	0,30	0,20	0,80	0,40
Ni/Co	0,80	0,60	0,70	0,70	0,40
V/Cr	5,1	13,0	18,2	10,89	7,7
V/Ni	8,69	14,0	8,0	12,3	19,4
Zr/Hf	41,5	50,6	—	—	76,3
FeO*	10,32	12,04	10,30	11,34	9,31
FeO*/MgO	1,79	2,01	2,25	2,00	1,91

Примечание. Свита мыса Каменистого (1–12). 1–5 – потоки шаровых лав из нижней пластины под серпентинитовым меланжем, южный берег бухты Каменистой: 1 – поток шаровых плагиотолитов, в 1 км от горы Амбар; 2 – поток шаровых субафировых ферробазальтов, в 3 км от горы Россомашей; 3, 4 – потоки шаровых плагиотолитов, переходящих в монолитные лавы со столбчатой отдельностью, в 3 км от горы Россомашей; 5 – два потока шаровых плагиотолитов, в 1 км к северу от скалы Опасной; 7, 9 – потоки шаровых лав из верхней пластины над серпентинитом

фический облик всех вулканитов. Отношение FeO*/MgO, которое обычно применяется в качестве этого показателя в базальтах [139], плагиобазальтах и ферробазальтах, почти не меняется и поэтому здесь не использовано. На графиках видно, что во всех породах наблюдается прямая корреляция между Al₂O₃ и CaO и обратная корреляция Al₂O₃ и FeO*, TiO₂ и

7	8	9	10	11	12
53,26	50,29	49,52	50,47	51,06	49,64
0,99	0,74	0,62	0,65	0,82	0,73
16,78	20,79	18,30	18,76	15,68	18,95
6,31	4,16	3,60	4,17	6,18	5,26
3,86	5,80	7,70	6,61	8,15	6,90
0,13	0,19	0,20	0,18	0,23	0,19
7,29	4,77	6,07	5,48	5,90	5,24
7,11	8,93	10,20	10,75	9,12	10,10
3,57	3,87	3,28	2,58	2,48	3,32
0,66	0,41	0,46	0,29	0,47	0,43
0,12	0,06	0,05	0,07	0,17	0,09
1	4	4	1	1	28
—	—	4(1)	4(1)	4(1)	3(6)
30(1)	80(2)	20(2)	30(2)	20(1)	60(26)
140(1)	200(1)	200(1)	100(1)	260(1)	210(18)
70(1)	20(2)	60(2)	50(2)	20(1)	40(19)
350(1)	360(2)	—	250(2)	330(1)	330(23)
30(2)	80(1)	20(2)	50(3)	30(1)	30(24)
20(2)	40(2)	40(2)	50(2)	40(1)	40(32)
70(1)	—	34(3)	—	—	39(11)
0,9(1)	—	0,71(1)	—	—	0,73(6)
—	—	953	604	979	874
—	—	0,02	0,04	0,02	0,02
0,20	0,4	0,1	0,30	0,10	0,20
1,10	0,8	0,5	1,0	0,80	0,7
5,0	18	—	4,7	11,8	9,3
13,0	12,7	—	5,3	11,8	12
76,7	—	48	—	—	53,4
9,54	10,26	10,94	10,78	13,71	10,78
1,31	2,15	1,80	1,73	2,32	2,02

вым меланжем, побережье Кроноцкого залива: 7 – поток раздробленных шаровых субафировых ферроандезитобазальтов, в 5 км от скалы Опасной; 8 – поток шаровых плагиотолитов, в 400 м к северу от р. Первое Ущелье; 9 – плагиотолит, мыс Бакланий; 10 – неизменный плагиотолит из центра шара, поток у горы Амбар; 11 – неизменный субафировый ферробазальт из центра шара, поток на мысу Бакланьем; 12 – средний состав базальтов, свита мыса Каменистого; в скобках – количество анализов, прочерк – элемент не определялся. Породообразующие окислы приведены в таблице в вес.%, элементы-примеси – в г/т.

MgO. Ферробазальты по сравнению с плагиобазальтами обогащены FeO*, MgO, TiO₂ и обеднены Al₂O₃ и CaO. Содержания SiO₂ и щелочей в сравниваемых породах близки. Некоторая дискретность, наблюдаемая между точками палеогеновых плагиобазальтов и ферробазальтов (см. рис. 30), обусловлена малым количеством данных по ферробазальтам.

Таблица 8

Средний химический состав лавовых потоков и силлов Кронцкой серии, вес. %

Оксиды	1*	2*	3*	4*	5	6
SiO ₂	48,82	49,28	48,48	48,31	48,25	49,62
TiO ₂	0,81	0,72	0,83	0,73	0,71	0,68
Al ₂ O ₃	21,75	22,88	21,58	21,72	20,09	20,19
FeO*	9,21	8,19	8,98	9,43	9,75	9,93
MnO	0,15	0,15	0,16	0,15	0,19	0,17
MgO	4,21	3,72	4,61	4,35	4,72	4,38
CaO	12,82	12,86	12,29	11,50	13,60	12,15
Na ₂ O	1,73	1,78	2,66	2,96	1,78	2,10
K ₂ O	0,37	0,28	0,28	0,35	0,37	0,34
P ₂ O ₅	0,12	0,12	0,11	0,13	0,19	0,10
Количество во анали- зов	1	2	1	2	1	8
FeO	—	—	—	5,87	6,56	6,82
Fe ₂ O ₃	—	—	—	3,95	3,54	3,46
FeO*/MgO	2,19	2,20	1,95	2,17	2,07	2,27

Оксиды	15	16	17	18	19	20	21*
SiO ₂	48,8	49,57	49,16	49,16	49,09	63,2	50,46
TiO ₂	1,13	0,96	0,73	0,74	1,38	0,97	1,05
Al ₂ O ₃	16,46	20,89	21,31	20,95	14,70	13,10	16,5
FeO*	13,03	9,87	9,97	9,71	15,18	8,37	12,54
MnO	0,24	0,17	0,16	0,16	0,28	0,16	0,26
MgO	6,23	3,62	3,65	3,36	5,31	3,21	5,66
CaO	11,21	12,30	12,03	12,70	10,95	8,23	9,94
Na ₂ O	2,02	2,04	2,17	2,30	1,92	1,91	2,03
K ₂ O	0,26	0,4	0,42	0,41	0,49	0,66	0,61
P ₂ O ₅	0,21	0,19	0,11	0,12	0,24	0,19	0,25
Количество во анали- зов	6	3	5	4	8	1	2
FeO	—	—	—	6,20	10,98	—	6,25
Fe ₂ O ₃	—	—	—	3,90	4,66	—	6,99
FeO*/MgO	2,09	2,73	2,73	2,9	2,86	2,61	2,22

Примечание. Кронцкая серия (1*—41*): 1*—7* — кубовская свита, нижняя подсвита: 1*, 2*, 3* — силлы порфировых долеритов и лейкократовых габбро, южный склон горы Дикой; 4* — силл порфировых долеритов, к югу от устья р. Первое Ущелье; 5 — покров шаровых плагиотолитов, берег Камчатского залива, в 1 км южнее р. Первое Ущелье; 6 — покров шаровых плагиотолитов, устье р. Буй; 7* — силл порфировых долеритов, в 1 км выше р. Буй, вверх по реке; 8, 9 — кубовская свита, верхняя подсвита: 8 — покров шаровых плагиотолитов, в 1 км к югу от устья р. Холодной; 9 — покров шаровых плагиотолитов, в 1 км к югу от устья р. Холодной; 10 — покров шаровых плагиотолитов, устье руч. Прямого, 12* — силл порфировых долеритов, кекур Половин-

7*	8	9	10*	11	12*	13	14
49,76	51,04	51,3	50,59	48,85	48,7	48,61	47,94
0,69	0,82	1,1	0,79	0,62	0,62	1,16	1,08
19,86	19,8	15,0	19,57	21,50	21,43	16,37	18,72
9,02	10,03	13,06	10,54	9,10	10,31	13,43	12,16
0,13	0,16	0,2	0,17	0,16	0,16	0,25	0,19
5,11	3,75	5,6	3,85	4,56	3,60	6,36	5,49
12,18	12,38	10,4	12,51	12,32	12,22	10,87	11,55
2,29	1,6	2,2	1,60	2,26	2,13	2,07	1,95
0,42	0,32	0,6	0,34	0,31	0,40	0,59	0,35
0,13	0,11	0,2	0,11	0,71	0,10	0,21	0,21
1	1	3	1	4	1	4	2
5,28	—	10,0	—	—	7,39	—	—
4,15	—	3,4	—	—	3,25	—	—
1,76	2,67	2,3	2,74	2,0	2,9	2,11	2,21

22	23	24	25	26	27	28
48,16	49,06	48,86	48,73	50,22	58,50	52,09
1,18	0,73	0,77	0,78	0,99	1,11	1,28
16,03	21,41	21,60	21,38	15,96	13,92	15,94
13,02	9,65	9,61	9,90	12,55	10,13	13,15
0,20	0,16	0,15	0,16	0,25	0,17	0,23
6,85	3,32	3,78	3,64	6,33	3,74	4,70
11,00	12,75	11,93	12,19	11,44	9,59	9,69
1,66	2,27	2,40	2,32	1,79	2,12	2,13
0,40	0,41	0,49	0,46	0,30	0,51	0,60
0,25	0,13	0,08	0,14	0,17	0,21	0,22
2	4	4	5	1	1	1
—	—	6,61	—	—	—	—
—	—	3,33	—	—	—	—
2,03	2,91	2,54	2,72	1,98	2,71	2,8

ка; 13, 15 — потоки шаровых массивных ферробазальтов, в 1 км к северу от кекура Половинка, 14 — поток шаровых плагиотолитов, там же, 16, 17 — потоки шаровых плагиотолитов, переходящих в кровле в монолитные лавы со столчатой отдельностью в 2 км к югу от устья р. Крученой, 18 — поток шаровых плагиотолитов 1 км к югу от р. Крученой. 19, 20 — потоки шаровых субафировых массивных ферробазальтов и ферроандезитов в устье р. Крученой, 21* — силл долеритов, мыс. Малый; 22 — поток шаровых субафировых массивных ферробазальтов в 1 км к северу от мыса Малого, 23—25 — покровы шаровых плагиотолитов на берегу Тихого океана, в 2 км к югу от устья р. Выдровой; 26 — поток шаровых субафировых массивных ферробазальтов в среднем течении р. Крученой, 27 — поток шаровых субафировых пористых ферроандезитов в устье левого притока р. Крученой, 28 — поток шаровых субафировых ферробазальтов в 1 км выше устья левого притока р. Крученой, коллекция Г.С. Барминой,

Таблица 8 (окончание)

Окислы	29*	30	31	32	33	34	35	36*	37	38	39*	40	41*
SiO ₂	50,06	49,67	48,90	49,74	48,65	49,6	48,16	50,52	50,59	49,07	50,13	54,07	51,3
TiO ₂	0,82	0,96	0,72	0,66	0,67	0,6	1,11	0,51	1,04	0,98	1,01	1,14	1,12
Al ₂ O ₃	21,16	20,67	19,87	20,04	22,14	22,22	19,35	21,71	15,15	19,16	16,10	14,98	18,23
FeO*	9,34	9,81	9,79	8,98	9,40	7,93	11,5	7,23	13,29	10,48	12,54	12,92	10,81
MnO	0,14	0,14	0,18	0,11	0,18	0,13	0,19	0,17	0,23	0,19	0,22	0,23	0,19
MgO	4,44	4,34	6,09	5,95	4,34	4,17	5,27	4,14	5,60	3,91	6,36	3,96	4,55
CaO	11,04	11,74	10,67	11,90	12,55	12,74	11,39	11,83	10,86	12,88	10,03	7,94	10,40
Na ₂ O	1,98	2,01	3,41	1,71	1,61	1,92	1,80	2,81	1,99	2,24	2,93	3,07	2,47
K ₂ O	0,91	0,44	0,22	0,68	0,27	0,55	0,57	0,49	0,56	0,57	0,65	0,95	0,72
P ₂ O ₅	0,13	0,17	0,14	0,13	0,17	0,14	0,16	0,12	0,16	0,15	0,15	0,37	0,21
Количество во анали- зов	4	8	1	1	1	1	1	4	3	1	2	2	1
FeO	—	—	—	—	—	—	7,60	4,14	8,63	7,24	—	4,99	—
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	4,40	3,43	5,18	3,61	—	8,43	—
FeO*/MgO	2,10	2,26	1,61	1,51	2,17	1,90	2,19	1,69	2,4	2,68	2,18	3,26	2,38

Окислы	42*	43	44*	45	46*	47
SiO ₂	49,33	49,16	50,30	49,86	49,54	49,36
TiO ₂	0,77	0,77	1,03	1,16	0,83	0,88
Al ₂ O ₃	21,22	20,72	16,30	15,70	20,12	19,29
FeO*	9,24	9,76	12,54	13,45	9,98	10,81
MnO	0,15	0,16	0,24	0,24	0,17	0,18
MgO	4,33	4,30	6,01	5,87	4,70	4,75
CaO	12,17	12,19	9,99	10,80	11,69	11,79
Na ₂ O	2,14	2,14	2,48	1,97	2,22	2,09
K ₂ O	0,42	0,42	0,63	0,48	0,47	0,44
P ₂ O ₅	0,12	0,17	0,20	0,21	0,14	0,18
FeO*/MgO	2,13	2,27	2,09	2,29	2,12	2,28
Количество анализов	12	60	4	28	16	88

А.А. Арискина, 29* — силл порфировых долеритов на южном берегу бухты Тихонькой, 30 — покров шаровых плагиотолитов в устье р. Выдровой, 31–34 — покровы шаровых плагиотолитов в верхнем течении левого притока р. Крученой, коллекция Г.С. Барминой, А.А. Арискина, 35 — покров шаровых плагиотолитов в устье руч. Овражного, 36* — силл лейкократовых габбро в истоках р. Большая Чажма, 37 — поток шаровых ферробазальтов в истоках р. Большая Чажма, 38 — поток шаровых плагиотолитов в 3 км южнее мыса Чажма, 39* — силл долеритов в 2 км южнее мыса Чажма, 40 — поток шаровых ферроандезитобазальтов в 1 км южнее мыса Чажма, 41 — силл порфировых долеритов, мыс Чажма, 42* — средний состав порфировых долеритов, лейкократовых габбро; 43 — средний состав порфировых долеритов, 44* — средний состав долеритов, 45 — средний состав ферробазальтов, 46* — средний состав порфировых долеритов, лейкократовых габбро и долеритов кроноцкой серии, 47 — средний состав базальтов кроноцкой серии.

Ферроандезитобазальты и ферроандезиты, так же как и ферробазальты, содержат Al₂O₃ < 16%, содержание других окислов в них ниже, а содержание щелочей близко к таковому в ферробазальтах (см. табл. 7,8).

Закономерности химизма породообразующих окислов, характерные для ферробазальтоидов, еще интенсивнее проявились в закалочных стеклах (т.е. основной массе) шаровых плагиобазальтов, ферробазальтов и ферроандезитобазальтов. При сравнении валовых составов корок закалки шаровых лав и составов их закалочных стекол с помощью корреляционных графиков выделены стекла ферробазальтового, ферроандезитобазальтового, ферроандезитового состава. Первые две группы по сравнению с валовыми составами этих пород обогащены TiO₂, FeO*, MgO, SiO₂, K₂O и резко обеднены Al₂O₃ и CaO (см. ниже рис. 32). При этом стекла ферроандезитобазальтового состава, в которых содержание кремнезема достигает 53 вес.%, либо характеризуются дефицитом MgO, либо незначительно обогащены этим элементом по сравнению с плагиобазальтами. Стекла ферроандезитового состава по сравнению с валовым составом шаровых ферроандезитобазальтов обогащены SiO₂, TiO₂, K₂O и обеднены FeO*, MgO, CaO. Содержания Na₂O во всех стеклах и валовых составах шаровых лав близки (см. рис. 30). Следовательно, химический состав закалочных стекол шаровых плагиобазальтов эволюционирует от ферробазальтового до ферроандезитобазальтового, а закалочные стекла шаровых лав ферроандезитобазальтов отвечают ферроандезитовым составам (см. табл. 10). Палеогеновые шаровые ферробазальты и ферроандезитобазальты по химизму имеют близких аналогов среди закалочных стекол (основной массы) плагиобазальтов.

Сравнение петрохимических особенностей лав, слагающих потоки и покровы шаровых плагиобазальтов, ферробазальтов и силлов порфировых

Таблица 9

Средний химический состав вулканитов баклановской свиты

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	50,29	50,43	54,08	51,09	54,19	50,75	54,14	50,64
TiO ₂	0,76	0,74	0,83	0,7	1,08	0,86	0,96	0,77
Al ₂ O ₃	18,35	19,11	16,82	18,76	17,28	17,40	17,05	18,41
Fe ₂ O ₃	5,88	5,26	5,72	4,47	6,38	5,49	6,05	5,53
FeO	5,81	5,29	5,38	4,42	4,25	5,89	4,82	5,35
MnO	0,22	0,16	0,18	0,15	0,18	0,15	0,18	0,17
MgO	4,73	4,78	4,07	5,18	4,63	4,64	4,35	4,83
CaO	10,99	11,12	9,81	10,60	7,72	10,78	8,74	10,86
Na ₂ O	2,59	2,55	2,68	3,03	3,45	2,86	3,07	2,76
K ₂ O	0,22	0,44	0,28	0,47	0,57	0,98	0,43	0,53
P ₂ O ₅	0,18	0,12	0,15	0,12	0,26	0,20	0,21	0,16
Количество анализов	2	5	2	5	3	2	5	14
Ba	70(3)	90(6)	80(5)	50(4)	105(4)	20(2)	90(9)	70(15)
Sr	180(1)	270(2)	220(2)	220(2)	170(1)	200(3)	200(3)	220(8)
Cr	15(2)	30(6)	15(4)	35(5)	10(5)	30(3)	15(9)	30(16)
V	200(2)	210(6)	220(4)	210(6)	260(4)	240(4)	240(8)	220(18)
Ni	10(1)	10(5)	10(2)	40(6)	10(2)	30(3)	10(4)	20(5)
Co	30(1)	30(5)	40(6)	35(6)	25(3)	30(4)	30(9)	30(16)
Ba/Sr	0,4	0,33	0,33	0,35	0,62	0,74	0,45	0,45
V/Cr	13,3	7,8	14,8	6,0	26,2	7,7	16	8,0
Ni/Co	0,32	0,48	0,24	1,1	0,28	0,84	0,3	0,68
V/Ni	20	16,2	22,2	5,5	37,4	8,9	24	12,00
FeO*	11,10	10,02	10,53	9,34	9,99	10,83	10,27	10,33
FeO*/MgO	2,35	2,10	2,59	1,80	2,16	2,33	2,36	2,14

Примечание. 1, 2 – потоки шаровых плагиотолитов в 1 км к востоку от оз. Секачиного, берег залива Озерного; 3 – поток шаровых ферроандезитобазальтов в ручье в 2 км к востоку от оз. Секачиного; 4 – поток шаровых плагиотолитов, в кровле монолитные лавы со столбчатой отдельностью в 3 км к западу от мыса Сивучего, на берегу залива Озерного; 5 – поток шаровых ферроандезитобазальтов в 1,5 км к Ю-З от мыса Сивучего, на берегу Камчатского залива; 6 – поток шаровых плагиотолитов, переходящий в кровле в монолитные лавы, устье руч. Ключ Секачинный, 7 – средний состав ферроандезитобазальтов; 8 – средний состав плагиотолитов, в скобках – количество анализов. Породообразующие окислы приведены в %, элементы-примеси – в г/т.

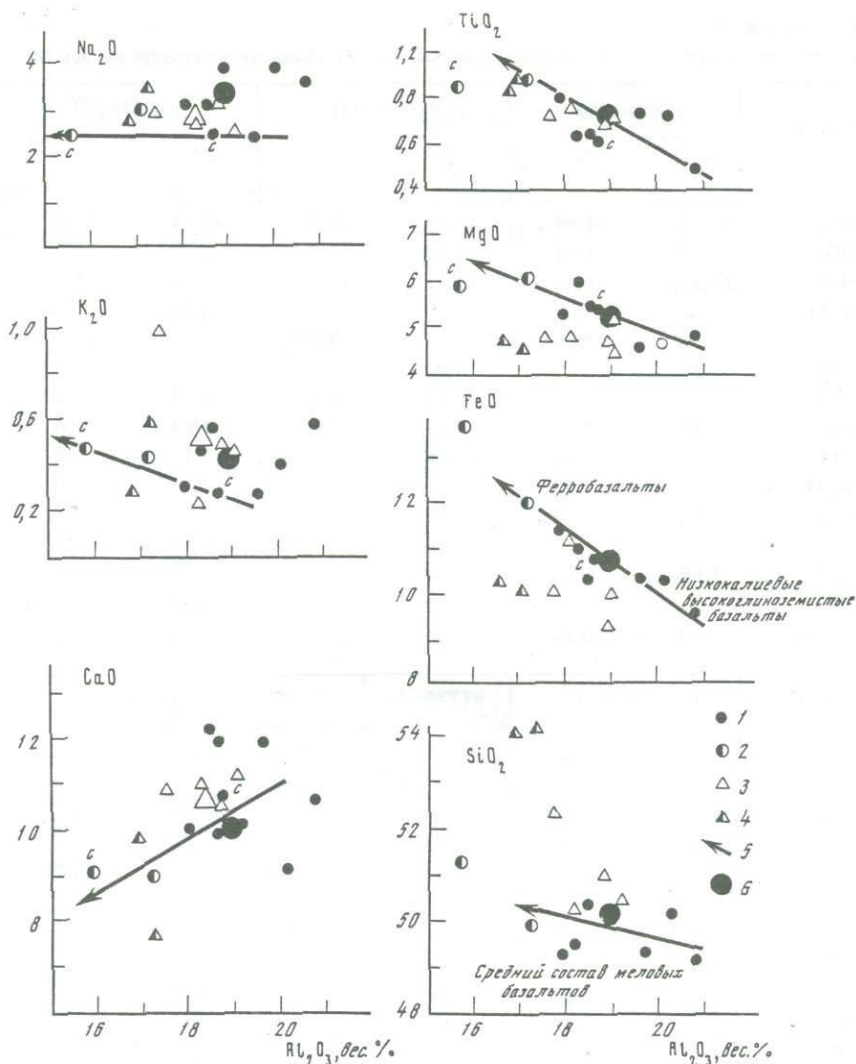


Рис. 29. Средние составы плагиотолитов и ферробазальтов из потоков

Свита мыса Каменистого: 1 — плагиотолит, 2 — ферробазальт; б а к л а н о в с к а я свита: 3 — плагиотолит, 4 — ферробазальт; 5 — вероятное направление дифференциации от исходных составов лав к остаточным; 6 — средний состав базальтов свиты мыса Каменистого; С — свежий неизмененный базальт

долеритов и долеритов, показало, что высокоглиноземистые базальты по содержанию породообразующих окислов тождественны порфировым долеритам и лейкократовым габбро, ферробазальты — долеритам (см. табл. 8).

Средние химические составы покровов и потоков шаровых лав мелового и палеогенового возраста Кроноцкого и эоценовых лав Камчатского полуостровов характеризуются отсутствием закономерных изменений во

Т а б л и ц а 10

Состав стекловатых корок закали шаровых лав Кронцкогго полуострова, вес. %

Окислы	1 (616-30)		9 (647-98)		6 (745-60)	
	а	б	а	б	а	б
SiO ₂	50,12	51,84	46,12	51,6	47,44	52,6
TiO ₂	0,70	1,51	0,70	1,0	0,70	0,9
Al ₂ O ₃	17,59	13,32	17,21	13,9	19,75	13,7
Fe ₂ O ₃ ⁻	5,21	15,84*	6,00	13,05*	3,48	13,5*
FeO	5,28		5,07		6,45	
MnO	0,22	-	0,19	0,3	0,19	0,3
MgO	5,51	5,52	5,9	5,5	4,64	5,0
CaO	8,53	9,78	10,64	9,9	13,37	9,7
Na ₂ O	3,44	2,29	1,7	2,6	1,75	2,9
K ₂ O	1,62	0,76	0,40	0,5	0,36	0,5
P ₂ O ₅	0,19	-	0,18	-	0,19	-
H ₂ O ⁺	1,19	11,0	2,00	-	0,47	-
H ₂ O ⁻	-	-	3,80	-	1,52	-
Сумма	99,60	100,86	99,96	98,4	100,31	99,0

Окислы	8 (722-33)		9 (734-A)	734-AC	13 (717-29)	
	а	б	б	б	а	б
SiO ₂	47,50	51,00	49,60	51,2	45,55	49,8
TiO ₂	0,80	1,00	1,07	1,0	1,15	1,1
Al ₂ O ₃	21,09	13,2	14,94	14,49	15,62	14,3
Fe ₂ O ₃	10,42*	14,3*	4,04	13,20*	7,18	13,5*
FeO			8,90		6,25	
MnO	0,16	0,3	0,22	0,2	0,20	0,2
MgO	3,71	5,7	5,74	5,4	5,95	5,5
CaO	12,75	9,9	10,22	9,8	10,78	10,3
Na ₂ O	1,98	2,5	1,93	2,3	2,07	2,1
K ₂ O	0,32	0,5	0,60	0,7	0,55	0,6
P ₂ O ₅	0,11	-	0,15	-	0,15	-
H ₂ O ⁺	0,71	-	1,32	-	1,45	-
H ₂ O ⁻	0,35	-	1,40	-	2,63	-
Сумма	100,01	98,4	100,13	98,3	99,53	97,4

Примечание. 1,9 - свита мыса Каменистого; 5-10 - кронцкая серия, цифры перед скобками (в головке таблицы) указывают номера потоков шаровых лав: 1,9 - см. в табл. 6; 5-40 - см. в табл. 7; а - корка закали (стекло + кристаллы) шаровой лавы, данные силикатного анализа (аналитики Г.В. Лец, А.М. Округина,

	6 (745-60)	6 (431-58)		6 (602-1)		6 (602)	
	б	а	б	а	б	а	б
	51,9	47,92	51,33	50,44	51,3	50,70	51,8
	1,0	0,85	1,44	0,59	1,0	0,73	0,9
	13,8	20,07	13,71	19,61	13,5	17,42	13,7
		2,53		2,55		2,61	
	13,2*		15,42*		13,2*		12,9*
		6,66		7,90		8,48	
	0,4	0,17	-	0,18	0,3	0,20	0,2
	5,2	3,75	5,33	4,05	5,3	5,23	5,5
	9,6	12,42	9,55	11,23	10,0	10,69	9,9
	2,7	2,26	2,40	2,17	2,8	2,35	2,6
	0,6	0,48	0,72	0,42	0,5	0,46	0,5
	-	0,08	-	0,11	-	0,17	-
	-	1,69	-	0,18	-	0,58	-
	-	1,00	-	-	-	-	-
	98,4	99,88	99,9	99,43	97,8	99,62	98,1

	13 (627-62)		14 (627-63)		15 (627-64)
	а	б	а	б	б
	48,66	51,4	45,48	51,3	51,5
	0,78	1,3	1,07	1,3	1,2
	15,98	14,48	17,51	14,2	14,1
	4,18		6,83		
		14,47*		13,6*	14,1
	10,27		5,99		
	0,23	-	0,20	0,2	0,2
	4,08	5,4	5,19	4,5	4,8
	11,23	9,57	11,06	9,2	9,6
	2,00	1,98	1,93	2,4	2,2
	0,55	0,56	0,48	0,6	0,7
	0,14	-	0,23	-	-
	0,99	-	1,12	-	-
	-	-	2,46	-	-
	99,11	99,29	99,55	97,4	98,4

ИВ ДВНЦ АН); б - стекло из корки закали, данные микронзондового анализа (аналитики В.А. Чубаров, ИВ ДВНЦ АН СССР; В.Н. Невзоров, МГУ), 734-A, 73-AC, 460-86 - определены методом силикатного анализа; * - все железо пересчитано на FeO: про- черк - элемент не определялся.

Таблица 10 (продолжение)

Оксиды	17 (626-58)		17 (626-59)		17 (716-25)	
	б	а	б	а	б	а
SiO ₂	51,5	49,14	50,6	48,8	51,4	
TiO ₂	1,1	0,64	1,2	0,86	1,3	
Al ₂ O ₃	14,0	21,29	13,3	20,69	13,3	
Fe ₂ O ₃	13,6*	3,99	14,8*	10,47*	15,0*	
FeO		6,03				
MnO	0,2	0,17	0,2	0,15	0,5	
MgO	4,2	3,76	5,1	3,32	5,4	
CaO	9,2	11,44	9,6	12,38	9,4	
Na ₂ O	2,6	2,10	2,4	1,70	2,4	
K ₂ O	0,6	0,50	0,8	0,45	0,9	
P ₂ O ₅	-	0,05	-	0,22	-	
H ₂ O ⁺	-	0,21	-	0,79	-	
H ₂ O ⁻	-	-	-	0,2	-	
Сумма	97,1	99,32	98,0	100,05	99,7	

Оксиды	24 (622-40)		25 (712-19)		25 (712-20)	
	б	а	б	а	б	а
SiO ₂	50,36	47,47	50,8	48,59	50,6	
TiO ₂	1,32	0,86	1,3	0,86	1,3	
Al ₂ O ₃	14,85	21,10	13,6	20,30	13,6	
FeO*	14,45*	9,98*	14,6*	10,68*	14,7*	
MnO	0,24	0,15	0,3	0,15	0,2	
MgO	5,13	3,22	5,5	3,28	5,5	
CaO	10,46	12,72	9,4	12,24	9,4	
Na ₂ O	2,20	1,9	2,3	1,95	2,5	
K ₂ O	0,53	0,46	0,8	0,50	0,8	
P ₂ O ₅	-	0,14	-	0,16	-	
H ₂ O ⁺	-	1,12	-	0,83	-	
H ₂ O ⁻	-	0,15	-	0,40	-	
Сумма	99,54	99,27	98,5	99,94	98,6	

времени (см. табл. 7-9). Более того, в покровах высокоглиноземистых плагиобазальтов и ферробазальтов наиболее мощного четырехкилометрового разреза кроноцкой серии наблюдается устойчивость средних составов (см. табл. 8). Подобная монотонность химического состава шаровых лав отмечена и в меловом разрезе Кроноцкого, и эоценовом разрезе Камчатского полуостровов (см. табл. 7,9). Это позволяет использовать в дальнейшем средние арифметические составы меловых и палеогеновых ба-

18 (454-113)		22 (624-46)		23 (714-22)		23 (624-44)	
а	б	а	б	а	б	а	б
48,82	50,7	45,20	49,1	47,93	50,5	48,18	51,01
0,65	1,3	1,12	1,1	0,9	1,3	0,95	1,4
19,78	13,4	14,86	14,0	20,19	13,7	20,20	13,6
4,07		6,96				3,83	
	15,2*		13,7*	10,10*	15,2*		14,7*
6,11		7,08				6,11	
0,15	0,4	0,20	0,2	0,15	0,2	0,17	0,5
4,05	5,1	6,55	5,3	3,22	5,2	3,18	5,3
12,93	9,5	10,5	10,4	13,02	9,3	12,53	9,4
2,50	2,5	1,65	2,8	1,78	2,6	2,10	2,7
0,39	0,9	0,55	0,6	0,31	1,0	0,55	1,0
0,08	-	0,29	-	0,15	-	0,30	-
0,62	-	0,76	-	0,97	-	0,52	-
-	-	3,78	-	0,43	-	150	-
100,15	99,1	99,50	97,3	99,15	99,3	100,12	99,6

25 (621)	30 (Кр195-194)		30 (Кр-195)	30 (710-16)	30 (628-67)
б	а	б	б	б	б
53,44	49,37	51,27	51,3	51,2	49,27
1,35	0,86	1,37	1,4	1,3	1,34
14,66	21,57	14,40	14,5	14,4	14,78
14,38*	9,08*	14,32*	14,3*	13,2*	14,23*
-	0,14	0,23	0,2	0,3	0,26
4,54	3,59	4,90	4,9	4,9	5,14
9,52	12,32	9,95	10,00	9,6	10,40
2,16	2,12	2,42	2,4	2,3	2,21
0,59	0,59	0,76	0,8	0,8	0,57
-	0,17	0,18	-	-	-
-	1,06	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
100,64	100,87	99,89	99,8	98,00	98,8

зальтов, почти не отличающиеся между собой. Некоторые различия в уровнях средних содержаний Al₂O₃ и MgO так незначительны, что не выходят за пределы вариаций, наблюдаемых в обеих группах пород. Повышенное содержание щелочей и пониженное — CaO в большинстве меловых базальтов по сравнению с палеогеновыми вулканитами связаны с процессами сильного изменения этих разностей меловых пород. Подобная зависимость концентраций щелочей и извести от степени вторичного изменения мело-

Таблица 10 (окончание)

Оксиды	30 (628-67)		37 (640-86)	40 (631-73)		40 (705-6)	
	а	б	б	а	б	а	б
SiO ₂	49,58	50,27	49,38	52,38	55,7	51,50	55,9
TiO ₂	0,80	1,34	1,07	1,07	1,1	1,34	1,2
Al ₂ O ₃	19,32	14,78	14,89	14,61	14,2	13,33	14,3
Fe ₂ O ₃	14,14*	14,23*	5,88	6,06	12,2*	13,62*	12,3
FeO	—	—	8,29	7,25	—	—	—
MnO	0,28	0,26	0,23	0,23	0,2	0,23	0,3
MgO	4,39	5,14	5,49	3,90	2,9	3,15	3,0
CaO	10,86	10,40	10,71	7,56	6,9	8,75	6,8
Na ₂ O	1,89	2,21	1,88	2,89	3,0	2,47	2,8
K ₂ O	0,24	0,57	0,48	1,05	1,3	1,04	1,2
P ₂ O ₅	0,20	—	0,16	0,33	—	0,309	—
H ₂ O ⁺	0,75	—	0,73	2,32	—	3,26	—
H ₂ O ⁻	0,07	—	1,11	—	—	0,3	—
Сумма	100,26	99,80	100,30	99,60	97,5	99,37	97,8

вых базальтов не позволяет отождествлять содержание этих оксидов в измененных базальтах с содержанием их в первичной магме. В дальнейшем при сравнении с другими породами для получения данных по этим элементам будем пользоваться анализами свежих меловых базальтов, в которых концентрация оксидов близка к их концентрации в палеогеновых вулканитах (см. табл. 7, 8). По остальным породообразующим оксидам свежие и измененные меловые базальты не различаются. Эоценовые базальты Камчатского полуострова отличаются от базальтов Кроноцкого полуострова повышенными содержаниями SiO₂ и незначительно пониженными Al₂O₃ (см. табл. 9). Вероятно, это связано с невысокой представительностью опробования вулканитов: в эоценовом разрезе Камчатского полуострова присутствуют только четыре потока потока базальтов. По количеству остальных породообразующих оксидов базальты Кроноцкого и Камчатского полуостровов не различаются (см. табл. 7-9).

В целом меловые и палеогеновые плагиобазальты и ферробазальты Кроноцкого и Камчатского полуостровов, несмотря на то, что они содержат разные количества Al₂O₃, FeO*, TiO₂, MgO, являются низкокальциевыми (< 0,6%), низкотитанистыми (< 1%) и низкомагнезиальными (< 6%) породами. Палеогеновые базальты Кроноцкого и Камчатского полуостровов относятся к кварцевым толеитам. Все они содержат в нормативном составе кварц и гиперстен и в классификационном тетраэдре Йодера и Тилли располагаются в поле кварцевых толеитов. Большинство измененных меловых базальтов относится к оливиновым толеитам, а некоторые сильно измененные разности пород по нормативному составу соответствуют субщелочным сериям и содержат в норме нефелин. Свежие меловые базальты по нормативному составу относятся к кварцевым толеитам. Эти дан-

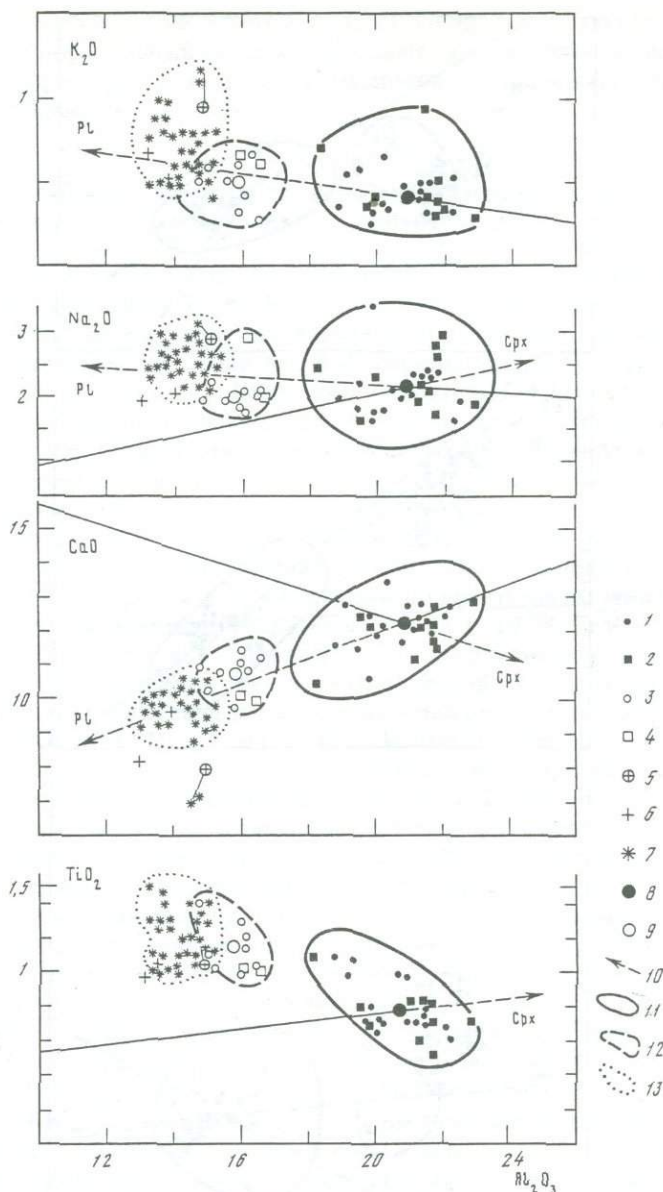


Рис. 30. Средние составы вулканитов кроноцкой серии

1-7 - Силлы и потоки шаровых лав: 1 - высокоглиноземистые плагитолейты, 2 - порфиновые долериты и лейкократовые габбро, 3 - ферробазальты, 4 - долериты, 5 - ферроандезитобазальты, 6 - ферроандезиты, 7 - закалочные стекла основной массы из корок закалки шаровых лав; 8 - средний высокоглиноземистый плагитолейт; 9 - средний ферробазальт; 10 - линии (продолжение линий), соединяющие точки высокоглиноземистого плагитолейта и средних составов фенокристаллов: плагноклаза, клинопироксена, оливина; 11; 12 - поля средних составов силлов и потоков (покровов) шаровых лав: 11 - высокоглиноземистых плагитолейтов и порфириновых долеритов, 12 - ферробазальтов и долеритов; 13 - поле составов закалочных стекол. Все составы приведены к 100% без H_2O и CO_2

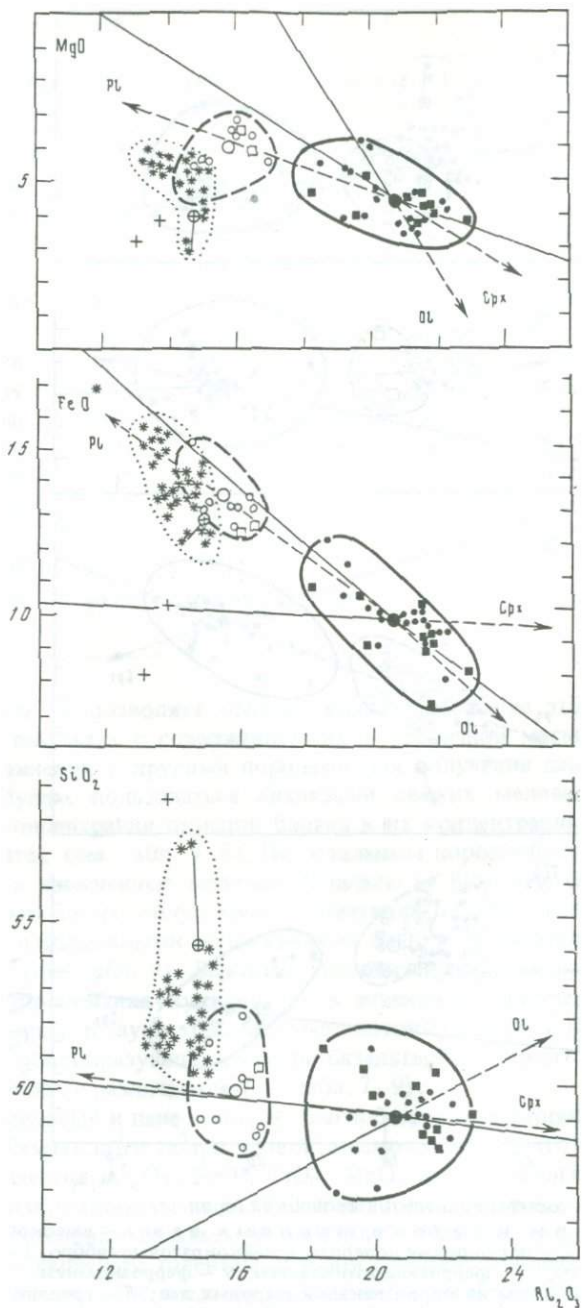


Рис. 30 (окончание)

ные и показанное выше влияние степени изменения базальтов на их химический и нормативный составы позволяют считать, что первичная магматическая характеристика меловых базальтов по нормативному составу отвечала кварцевым толеитам.

СОДЕРЖАНИЕ НЕКОТОРЫХ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В БАЗАЛЬТАХ КРОНОЦКОГО И КАМЧАТСКОГО ПОЛУОСТРОВОВ

В соответствии с задачами формационного анализа вулканитов в них определены содержания Rb, Ba, Sr, Cr, V, Ni, Co, Zr, Hf (табл. 11) и редких земель. Анализ базальтов на эти элементы проводился в институтах Геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского АН СССР, Геохимии СО АН СССР (г. Иркутск), Геологии и геофизики СО АН СССР (г. Новосибирск), Центральной геохимической партии (г. Бронницы, Московской обл.). Для большинства элементов контроль осуществлялся параллельными анализами в двух-трех разных лабораториях или применением разных методов. Rb определялся методом фотометрии пламени (чувствительность определения Rb: для концентрации выше $3 \cdot 10^{-4}\%$ ошибка определения $\pm 10\%$; для концентрации ниже $3 \cdot 10^{-4}\%$ ошибка определения $\pm 50\%$). Cr, V, Ni, Co, Ba и Sr определены количественным спектральным методом (чувствительность определения Sr и Ba $3 \cdot 10^{-4}\%$, Cr и Ni $5 \cdot 10^{-4}\%$, Co и V $3 \cdot 10^{-4}\%$). Cr и V определены рентгенофлуоресцентным методом [66]; Ni и Co определены так же рентгенофлуоресцентным методом, но по методике, разработанной в секторе рентгеноспектральных методов анализа в ГЕОХИ АН СССР. Zr определялся фотокалориметрически и рентгенофлуоресцентным методом там же по той же методике. Тедкие земли и Hf определены методом нейтронной активации в ГЕОХИ АН СССР.

Количество анализов не равноценно для всех элементов. Ni, Co, Cr, V, Ba, Sr установлены более чем в половине образцов собранной коллекции; Rb, Sr в 25 пробах, редкие земли и Hf — в 34 образцах.

Данные по содержанию Ni, Co, Cr, V, Sr, Rb и Zr в меловых и палеогеновых базальтах Кроноцкого полуострова немногочисленны. Литературные данные по содержанию элементов-примесей в эоценовых базальтах Камчатского полуострова отсутствуют.

Рубидий. Первые определения Rb в меловых и палеогеновых базальтах Кроноцкого полуострова, полученные на основании 20 рентгеноспектральных анализов (чувствительность $3 \cdot 10^{-4}\%$), дают интервалы концентраций 3–16 и 3–13 г/т при средних содержаниях этого элемента 8 и 8 г/т [49]. Средние содержания Rb в меловых и палеогеновых базальтах, полученные на основании 31 анализа с помощью метода фотометрии пламени, составляют соответственно, 3 и 4,8 г/т. При этом максимальные пределы концентраций 3–9 г/т наблюдаются в палеогеновых базальтах (см. табл. 7, 9). Содержания в палеогеновых порфириновых долеритах почти идентичны таковым в палеогеновых базальтах (см. табл. 11). Содержания Rb в базальтах, определенные рентгеноспектральным методом, находятся на пределе чувствительности метода [49], поэтому более правильными нам представляются наши данные, полученные с помощью более точного метода анализа вещества.

Т а б л и ц а 11

Средняя концентрация элементов-примесей в потоках шаровых лав и силлах Кроницкой серии, г/т

Элементы	4*	5	7*	8	11	12*
Rb	3(1)	4(3)	5,7(1)	—	—	2(1)
Ba	60(3)	80(4)	80(2)	50(1)	70(4)	160(2)
Sr	185(4)	205(3)	130(1)	130(1)	220(2)	195(2)
Cr	50(4)	60(4)	80(1)	50(3)	40(3)	50(2)
V	320(4)	320(3)	335(1)	330(2)	290(4)	230(2)
Ni	30(4)	20(2)	40(2)	30(2)	20(3)	50(2)
Co	25(4)	35(4)	40(2)	40(3)	30(4)	35(2)
Zr	43(3)	43(3)	—	34(3)	—	—
Hf	—	0,9(3)	—	—	0,54	—
K/Rb	972	708	614	—	—	1666
Rb/Sr	0,02	0,02	0,04	—	—	0,01
Ba/Sr	0,34	0,37	0,60	0,41	0,31	0,84
Ni/Co	1,0	0,66	1,0	0,66	0,64	1,5
V/Cr	6,5	5,4	11,6	6,3	—	—
V/Ni	11,8	13,4	7,8	12,2	7,38	4,6
Zr/Hf	—	47,8	—	—	14,5	4,6

Элементы	23	24	25	26	27
Rb	9(1)	—	—	—	6(1)
Ba	100(1)	80(2)	90(1)	40(3)	85(2)
Sr	191(2)	220(2)	—	225(2)	130(1)
Cr	40(2)	20(2)	40(1)	20(2)	30(1)
V	335(1)	310(1)	370(1)	240(1)	310
Ni	40(3)	20(1)	—	20(2)	60(1)
Co	35(2)	25(2)	40(1)	30(3)	35(2)
Zr	38(1)	44(1)	39(1)	30(1)	50(1)
Hf	0,77(1)	0,90(3)	—	—	—
K/Rb	407	—	—	—	694
Rb/Sr	0,05	—	—	—	0,05
Ba/Sr	0,52	0,36	—	0,18	0,65
Ni/Co	1,1	0,73	—	0,66	1,63
V/Cr	8,4	19,4	9,4	12,6	11,5
V/Ni	9,1	16,3	—	11,4	5,4
Zr/Hf	49,3	48,9	—	—	—

П р и м е ч а н и е. Цифры в скобках — число анализов; цифры в головке таблицы — номер силла, потока и покрова шаровых лав (см. табл. 8).

13	15	17	18	21*	22
4(3)	3(1)	5,8(2)	4(2)	6,5(1)	4,5(2)
100(1)	130(4)	60(3)	40(2)	—	110(3)
240(2)	205(3)	220(4)	170(1)	—	183(7)
30(1)	20(4)	25(2)	45(2)	—	30(2)
480(1)	450(3)	340(4)	310(1)	—	395(2)
50(1)	30(3)	30(3)	40(2)	—	25(2)
50(2)	40(5)	30(4)	30(3)	—	30(2)
—	47(2)	50(2)	42(3)	—	—
0,79(3)	1,05(4)	0,80(1)	0,7(4)	—	0,79(1)
1133	722	546	813	792	1203
0,02	0,01	0,03	0,02	—	0,02
0,42	0,66	0,28	0,24	—	0,6
1,0	0,74	0,9	1,4	—	0,87
—	44,8	13,5	6,9	—	14,7
1,6	22,5	12,5	7,8	—	15,2
9,6	15	62,5	57,2	—	—

36*	37	39	40	46*	47
—	4,6(3)	—	14(1)	4(4)	5(19)
55(6)	100(5)	80(1)	120(2)	70(18)	90(31)
150(5)	160(3)	160(1)	120(2)	170(15)	200(23)
40(6)	30(6)	30(1)	20(1)	40(26)	40(29)
250(5)	350(3)	350(1)	310(1)	290(14)	350(23)
30(3)	40(4)	—	55(1)	40(13)	30(23)
35(8)	40(6)	40(1)	40(2)	30(20)	40(35)
—	50(1)	47(1)	100(1)	—	45(14)
—	0,69(3)	—	2,5(2)	—	0,8(18)
—	870	—	506	970	730
—	0,03	—	0,12	0,02	0,02
0,37	0,59	0,5	1,00	0,5	0,4
0,9	0,9	—	1,4	1,1	0,8
6,2	11,7	12,5	17,2	7,2	11,7
8,3	8,8	—	5,7	9,7	8,8
—	72,5	—	41	—	56

Барий. Распределение Ba в исследуемых базальтах и порфирированных долеритах можно проследить на основании 90 оригинальных анализов. Литературные данные отсутствуют. Средние содержания Ba в меловых (60 г/т) и палеогеновых (80 г/т) базальтах Кроноцкого и эоценовых (70 г/т) базальтах Камчатского полуостровов близки, так же как крайние пределы содержаний этого элемента в сравниваемых базальтах почти идентичны (см. табл. 7, 9, 11). Средние содержания Ba в палеогеновых базальтах и порфирированных долеритах также одинаковы.

Стронций. Распределение Sr в изученных базальтах и долеритах может быть охарактеризовано выборкой из 70 оригинальных анализов. Средние содержания Sr в меловых и палеогеновых базальтах Кроноцкого полуострова и эоценовых базальтах Камчатского полуострова близки и составляют соответственно 250, 200 и 200 г/т. При этом пределы содержаний Sr в сравниваемых базальтах также почти одинаковы (см. табл. 7, 9, 11). Минимальные (80 г/т) содержания наблюдаются в палеогеновых базальтах Кроноцкого полуострова, а максимальные (320 г/т) — в меловых базальтах. В целом содержания Sr в исследуемых базальтах при существующих пределах чувствительности анализов можно считать одинаковыми. Средние содержания Sr в палеогеновых базальтах и порфирированных долеритах, так же как и пределы его содержаний, одинаковы.

Никель. Распределение Ni в изучаемых базальтах и порфирированных долеритах рассматривается на основании 81 анализа. Интервалы концентраций этого элемента в меловых и палеогеновых базальтах Кроноцкого и эоценовых базальтах Камчатского полуостровов одинаковы: 15–40, 15–50 и 10–50 г/т; также одинаковы его средние содержания: 30, 30 и 20 г/т. При этом нижние пределы концентраций находятся на пределе чувствительности анализа. Все это позволяет считать, что по содержанию Ni сравниваемые базальты не отличаются. Палеогеновые базальты и порфирированные долериты характеризуются одинаковыми средними содержаниями Ni (см. табл. 11). По данным 14 анализов других исследователей [49], средние содержания Ni в меловых (72 г/т) и палеогеновых (58 г/т) базальтах близки концентрациям Ni, приведенным выше, исключение составляют 6 анализов из нижней части разреза кроноцкой серии (582 г/т); подобные высокие флуктуации в содержаниях Ni и пределах его содержаний (350–820 г/т) авторы работы ничем не объясняют. Подобное резкое (на порядок) увеличение содержания Ni в базальтах, которые, как отмечено выше, по петрографии и химизму главных элементов, а также по содержанию других элементов-примесей не отличающихся от базальтов верхних частей палеогенового разреза, вероятно, зависит от ошибки анализа.

Кобальт. Для характеристики распределения Co в базальтах использовано 104 оригинальных анализа. Как и по содержанию Ni, по содержанию Co изучаемые базальты между собой не отличаются (см. табл. 7, 9, 11). Средние содержания Co в меловых и палеогеновых базальтах Кроноцкого и эоценовых базальтах Камчатского полуостровов составляют соответственно 40, 40 и 30 г/т. При этом пределы вариаций содержаний Co в сравниваемых базальтах также одинаковы и составляют 20–50 г/т. Средние содержания Co в палеогеновых базальтах и порфирированных долеритах идентичны (см. табл. 11). Близкие средние содержания Co в меловых (55 г/т)

и палеогеновых (45 г/т) базальтах на основании 20 количественных спектральных анализов приводят и другие исследователи [49].

Хром. Распределение хрома в исследуемых базальтах и порфировых долеритах охарактеризовано 88 оригинальными анализами (см. табл. 7, 9, 11). Концентрации хрома в меловых и палеогеновых базальтах Кронцового и эоценовых базальтах Камчатского полуостровов охватывают интервалы соответственно 10–65, 10–60 и 10–35 г/т при средних содержаниях этого элемента 35, 35 и 26 г/т. Нижние пределы содержаний Cr в исследуемых базальтах находятся на пределе чувствительности анализа. Максимальные его содержания в базальтах Кронцового и Камчатского полуостровов составляют вдвое большие величины, но средние содержания Cr в сравниваемых базальтах одинаковы. Средние содержания Cr в палеогеновых базальтах и порфировых долеритах также сходны. Подобные низкие (41 и 30 г/т) содержания Cr в меловых и палеогеновых базальтах Кронцового полуострова указаны и в других работах [49].

Ванадий. Данные, характеризующие распределение V в исследуемых базальтах и порфировых долеритах, представлены 84 анализами (см. табл. 7, 9, 11). Диапазон содержаний V в меловых и палеогеновых базальтах Кронцового и эоценовых базальтах Камчатского полуостровов составляет соответственно 250–400, 190–480 и 180–260 г/т при средних содержаниях этого элемента 325, 350 и 210 г/т. Средние содержания V в палеогеновых базальтах (350 г/т) и порфировых долеритах (290 г/т) при существующей чувствительности определения анализов можно считать одинаковыми. Несколько более высокие средние содержания V в меловых (600 г/т) и палеогеновых (480 г/т) базальтах Кронцового полуострова приводят другие исследователи по 20 анализам [49].

Цирконий. По содержанию Zr меловые (52 г/т) и палеогеновые (50 г/т) базальты [49] не различаются. Наши определения (31 анализ) содержания Zr в меловых (40 г/т) и палеогеновых (45 г/т) базальтах Кронцового полуострова хорошо сходятся с результатами, полученными ранее. Средние содержания Zr, так же как и пределы его содержаний в палеогеновых базальтах и порфировых долеритах, идентичны (см. табл. 11).

Гафний. О характере распределения гафния в вулканитах восточных полуостровов Камчатки можно судить на основании 6 анализов меловых базальтов и 28 анализов палеогеновых базальтов и андезитобазальтов Кронцового полуострова. Меловые и палеогеновые базальты характеризуются низкими и близкими средними содержаниями Hf (0,73 и 0,8 г/т), при незначительных диапазонах содержаний этого элемента (0,59–0,87 и 0,54–0,9 г/т). Содержание Hf в андезитобазальте вдвое выше, чем в среднем палеогеновом базальте – 2,5 г/т.

Редкоземельные элементы (РЗЭ). Содержание РЗЭ в меловых и палеогеновых базальтах Кронцового полуострова охарактеризовано 32 анализами (табл. 12). Меловые и палеогеновые базальты обладают близкими содержаниями этих элементов и одинаковой моделью распределения РЗЭ, близкой к среднему островодужному толенту Японских островов (рис. 31). Плаггиобазальты и ферробазальты по содержанию РЗЭ незначительно различаются. Средние значения La и Yb и La/Yb-отношения в плаггиобазальтах ниже, чем в ферробазальтах (см. рис. 9). На моделях распределения РЗЭ, нормированных относительно среднего хондрита, плаггиобазальты

Таблица 12

Содержание главных и редкоземельных элементов в базальтах Кроноцкого полуострова

Окислы и элементы	405-1		421-2		457-134		608-14		769-77		765-73	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	49,90	47,28	48,48	51,74	49,40	50,22						
TiO ₂	0,42	0,80	0,49	0,64	0,92	0,88						
Al ₂ O ₃	18,55	16,61	18,49	17,82	15,54	13,52						
Fe ₂ O ₃	4,12	6,56	3,10	3,77	5,84	12,48						
FeO	6,54	6,32	7,61	6,18	3,57							
MnO	0,18	0,14	0,17	0,12	0,13	0,21						
MgO	5,91	5,60	5,98	3,91	6,75	5,08						
CaO	10,25	7,95	10,74	5,83	6,58	7,45						
Na ₂ O	2,55	3,37	3,12	5,46	3,31	4,87						
K ₂ O	0,29	0,70	0,17	0,87	0,61	1,09						
P ₂ O ₅	0,07	0,17	0,04	0,17	0,11	0,11						
H ₂ O ⁺	0,92	1,32	0,71	2,71	2,39	2,93						
H ₂ O ⁻	1,00	2,52	1,00	0,88	4,70	0,30						
Сумма	100,82	99,47	100,10	100,1	99,85	99,15						
La	2,1	2,3	4,2	1,6	1,9	3,4	3,2	4,9				
Ce	5,5	5,7	10,5	1,4	5,3	8,0	8,1	13				
(Pr)	0,83	0,85	1,46	0,6	0,8	1,0	1,2	1,9				
Nd	4,5	4,2	7,0	3,3	4,7	5,1	6,1	9,6				
Sm	1,56	1,41	2,16	1,23	1,71	1,61	2,05	3,12				
Eu	0,68	0,59	0,96	0,89	0,77	0,72	0,91	1,34				
Tb	0,36	0,34	0,56	0,31	0,38	0,39	0,48	0,77				
(Dy)	2,3	2,2	3,6	2,0	2,4	2,8	3,0	4,8				
Ho	0,54	0,53	0,85	0,46	0,56	0,69	0,70	1,1				
Er	1,6	1,6	2,5	1,3	1,6	2,1	2,1	3,3				
Tm	0,25	0,25	0,4	0,21	0,25	0,35	0,32	0,51				
Yb	1,55	1,5	2,35	1,2	1,6	2,3	1,9	3,0				
Lu	0,25	0,26	0,53	0,21	0,25	0,39	0,31	0,52				
La/Yb	1,4	1,5	1,8	1,3	1,2	1,5	1,7	1,6				

Примечание. Свита мыса Каменистого; 1-5 - шаровые лавы, бухта Каменистая: 1 - массивный плагиотолит, северный берег; 2 - субафировый ферробазальт, южный берег, в 1 км от устья р. Каменистой; 3 - массивный плагиотолит, южный берег, в 1 км от устья р. Каменистой; 4 - плагиотолит, южный берег, в 1 км к северу от скалы Опасной; 5 - субафировый ферроандезитобазальт, южный берег, скала Опасная; 6 - субафировый ферробазальт из потока шаровых лав, в 3 км южнее мыса Кроноцкого. Кроноцкая серия; 7-9 - массивные плагиотолиты, устье р. Буй; 10 - обломок шарового ферробазальта из гналокластита, верхний левый приток р. Первое Ущелье; 11-26 - кроноцкая серия; козловская свита, южный берег Камчатского залива; шаровые лавы: 11 - массивный плагиотолит, устье руч. Прямого; 12, 14-16 - массивные субафировые ферробазальты в 1 км к северу от кекура

Таблица 12 (продолжение)

Окислы и элементы	431-56		431-58 м		431-58с		734-A		625-47		771-29			
	7	8	9	10	11	12	7	8	9	10	11	12		
SiO ₂	49,64	48,18	47,92	49,60	47,72	45,55								
TiO ₂	0,57	0,76	0,85	1,07	0,49	1,15								
Al ₂ O ₃	19,89	20,74	20,07	14,94	21,32	15,62								
Fe ₂ O ₃	3,89	2,68	2,53	4,04	3,33	7,18								
FeO	6,75	6,14	6,66	8,90	6,46	6,25								
MnO	0,16	0,18	0,17	0,22	0,15	0,20								
MgO	4,52	3,59	3,75	5,74	4,66	5,95								
CaO	11,71	12,98	12,42	10,22	12,44	10,78								
Na ₂ O	1,75	2,26	2,26	1,93	2,45	2,07								
K ₂ O	0,27	0,36	0,48	0,60	0,32	0,55								
P ₂ O ₅	0,08	0,08	0,08	0,15	0,05	0,15								
H ₂ O ⁺	0,38	0,26	1,00	1,32	0,47	1,45								
H ₂ O ⁻	-	1,68	1,69	1,40	-	2,63								
Сумма	99,61	99,68	99,88	100,13	99,9	99,53								
La	3,3	3,2	2,9	2,6	2,8	4,0	3,3	3,2	2,9	2,6	2,8	4,3	2,1	4,0
Ce	8,4	8,6	7,5	7,0	7,0	10,0	8,4	8,6	7,5	7,0	7,0	10,4	5,4	10,0
(Pr)	1,2	1,3	1,1	1,0	1,0	1,4	1,2	1,3	1,1	1,0	1,0	1,4	0,81	1,4
Nd	6,2	6,5	5,7	5,3	5,2	6,9	6,2	6,5	5,7	5,3	5,2	6,9	4,1	6,9
Sm	1,96	2,13	2,08	1,76	1,78	2,14	1,96	2,13	2,08	1,76	1,78	2,14	1,45	2,14
Eu	0,72	1,08	1,00	1,08	1,05	1,2	0,72	1,08	1,00	1,08	1,05	1,2	0,66	0,74
Tb	0,47	0,55	0,49	0,47	0,46	0,53	0,47	0,55	0,49	0,47	0,46	0,53	0,38	0,52
(Dy)	2,9	3,3	3,0	2,7	2,8	3,5	2,9	3,3	3,0	2,7	2,8	3,5	2,4	3,3
Ho	0,67	0,77	0,70	0,63	0,64	0,84	0,67	0,77	0,70	0,63	0,64	0,84	0,56	0,77
Er	1,9	2,2	2,0	1,8	1,8	2,3	1,9	2,2	2,0	1,8	1,8	2,3	1,6	2,3
Tm	0,3	0,32	0,30	0,28	0,29	0,42	0,3	0,32	0,30	0,28	0,29	0,42	0,26	0,35
Yb	1,9	1,9	1,6	1,7	1,7	2,0	1,9	1,9	1,6	1,7	1,7	2,0	1,5	2,0
Lu	0,29	0,31	0,27	0,28	0,29	0,34	0,29	0,31	0,27	0,28	0,29	0,34	0,22	0,34
La/Yb	1,7	1,7	1,8	1,5	1,7	2,0	1,7	1,7	1,8	1,5	1,7	2,0	1,4	2,0

Половинка; 13 - массивный плагиотолит в 1 км к северу от кекура Половинка; 17 - плагиотолит в 2 км к югу от р. Крученой; 18 - массивный плагиотолит в 1 км к югу от р. Крученой; 19 - субафировый ферробазальт, устье р. Крученой; 20 - субафировый ферробазальт, в 1 км к северу от мыса Малый; 21, 22 - массивные плагиотолиты в 1 км к северу от мыса Малый; 23, 24 - массивные плагиотолиты, в 2 км к югу от р. Выдровой; 25, 26 - исток р. Большая Чажма; 27 - шаровый ферроандезитобазальт, в 1 км к югу от мыса Чажма (побережье Тихого океана); 28 - средний ферробазальт кроноцкой серии; 29 - средний состав хондритов по Ю.А. Балашову [8]. Силикатные анализы выполнены в ИВ ДВНЦ АН СССР, аналитики Г.В. Лец и А.М. Округина, анализы РЗЭ - в ГЕОХИ АН СССР, аналитик Г.М. Колесов. Содержание главных элементов дано в вес. %, редкоземельных - в г/т. Двойная колонка для РЗЭ - параллельные анализы.

Таблица 12 (продолжение)

Оксиды и элементы	717-28	717-27	627-65	627-65A		626-59	454-113
	13	14	15	16		17	18
SiO ₂	49,91	46,50	49,46	46,98		49,14	48,82
TiO ₂	0,89	1,09	0,91	1,07		0,64	0,65
Al ₂ O ₃	18,68	15,77	16,22	15,45		21,29	19,78
Fe ₂ O ₃		6,44	5,68	5,89		3,99	4,07
FeO	10,80	7,60	7,33	7,31		6,03	6,11
MnO	0,16	0,23	0,21	0,22		0,17	0,15
MgO	3,20	5,85	6,01	5,95		3,76	4,05
CaO	12,33	11,20	10,80	11,20		11,44	12,93
Na ₂ O	1,60	1,89	2,20	1,98		2,10	2,50
K ₂ O	0,46	0,24	0,31	0,40		0,50	0,39
P ₂ O ₅	0,14	0,19	0,18	0,19		0,05	0,08
H ₂ O ⁺	0,86	1,41	0,87	1,14		0,21	0,62
H ₂ O ⁻	0,45	2,69	-	2,15		-	-
Сумма	99,47	100,20	100,18	99,94		99,32	100,15
La	3,4	4,3	2,7	3,6	3,3	4,2	3,6
Ce	9,0	10,8	7,4	8,6	8,2	10,0	8,9
(Pr)	1,4	1,5	1,1	1,2	1,2	1,5	1,3
Nd	7,3	7,8	5,7	6,0	6,2	7,8	6,5
Sm	2,5	2,4	2,0	1,96	1,98	2,4	2,15
Eu	1,08	0,83	0,97	1,14	0,97	0,97	0,98
Tb	0,6	0,58	0,48	0,49	0,48	0,52	0,49
(Dy)	3,8	3,7	2,9	3,0	2,9	3,2	3,0
Ho	0,84	0,88	0,7	0,7	0,7	0,76	0,67
Er	2,5	2,6	2,1	2,1	2,1	2,1	1,9
Tm	0,38	0,41	0,31	0,31	0,31	0,33	0,29
Yb	2,2	2,5	1,8	1,9	1,8	1,9	1,7
Lu	0,38	0,44	0,3	0,3	0,3	0,32	0,28
La/Yb	1,6	1,7	1,5	1,9	1,8	2,2	2,1

располагаются, как правило, ниже линии среднего островодужного толита Японских островов (см. рис. 31), а ферробазальты — выше этой линии (рис. 32). Плагиобазальты характеризуются почти горизонтальными моделями распределения РЗЭ, тогда как ферробазальты незначительно обогащены легкими лантаноидами. В целом меловые и палеогеновые плагиобазальты и ферробазальты по содержанию РЗЭ относятся к типу островодужных толитов Северо-Восточной Японии [137]. Они обладают наиболее характерными чертами этих пород: горизонтальными моделями распределения РЗЭ и La/Yb-отношениями, выраженными величинами от 1 до 2 (табл. 12).

Следует особо подчеркнуть распределение Eu в изученных породах. В плагиобазальтах содержание Eu повышено, и на моделях распределения РЗЭ фиксируется значимый европиевый максимум (см. рис. 31). Этот

Таблица 12 (продолжение)

Оксиды и элементы	715-23	624-46	450-99	622-40	449-96	448-95	640-84	
	19	20	21	22	23	24	25	
SiO ₂	48,00	45,20	48,60	48,04	48,70	48,50	51,06	
TiO ₂	1,35	1,12	0,63	0,55	0,60	0,63	0,87	
Al ₂ O ₃	14,37	14,86	21,74	21,57	20,95	21,55	15,52	
Fe ₂ O ₃	4,56	6,96	3,55	3,71	2,73	3,17	5,53	
FeO	10,74	7,08	6,11	6,75	8,12	7,40	7,25	
MnO	0,27	0,20	0,14	0,15	0,15	0,15	0,20	
MgO	5,19	6,55	2,99	4,05	4,22	3,52	5,83	
CaO	10,71	10,50	12,69	12,20	11,47	12,20	9,61	
Na ₂ O	1,88	1,65	2,27	2,31	2,35	2,35	2,31	
K ₂ O	0,48	0,55	0,32	0,45	0,40	0,40	0,56	
P ₂ O ₅	0,23	0,29	0,11	0,09	0,09	0,09	0,20	
H ₂ O ⁺	1,06	0,76	0,63	0,49	0,39	0,66	0,37	
H ₂ O ⁻	1,29	3,78	-	-	-	-	-	
Сумма	100,11	99,50	99,78	100,36	100,16	100,64	99,31	
La	4,6	4,7	4,0	4,3	3,5	1,7	1,8	3,1
Ce	12	12	10,0	10,4	9,3	4,4	4,7	7,5
(Pr)	1,8	1,7	1,5	1,5	1,4	0,7	0,78	1,1
Nd	9,4	9,0	7,8	7,7	7,3	3,8	3,8	5,7
Sm	3,12	2,92	2,4	2,34	2,49	1,34	1,26	1,9
Eu	1,16	1,06	0,99	1,1	1,17	0,76	0,59	0,94
Tb	0,76	0,72	0,56	0,5	0,62	0,36	0,33	0,44
(Dy)	4,8	4,4	3,5	3,1	3,9	2,1	2,0	2,7
Ho	1,1	0,99	0,8	0,71	0,91	0,48	0,46	0,57
Er	3,3	2,9	2,4	2,0	2,7	1,3	1,4	1,7
Tm	0,51	0,45	0,36	0,32	0,43	0,2	0,21	0,26
Yb	3,0	2,6	2,1	1,9	2,5	1,1	1,2	1,5
Lu	0,56	0,44	0,35	0,31	0,43	0,16	0,21	0,25
La/Yb	1,5	1,8	1,9	2,3	1,4	1,6	1,5	2,1

максимум в плагиобазальтах большинство исследователей связывают с кумуляцией плагиоклаза, избирательно концентрирующего Eu [120, 124; и др.]. Несложными расчетами покажем, что повышенное содержание Eu в кроночких плагиобазальтах обусловлено не только присутствием плагиоклаза. Для этого рассчитаем содержание РЗЭ основной массы плагиобазальтов (без фенокристаллов). Эту величину C_i^s можно выразить через концентрацию РЗЭ в фенокристаллах плагиоклаза C_i^{P1} , в основной массе C_i^L и весовую долю вкрапленников плагиоклаза X_{P1}^s :

$$C_i^s = X_{P1}^s C_i^{P1} + (1 - X_{P1}^s) C_i^L \quad (1)$$

с учетом

$$C_i^{P1} = D_i^{P1-L} C_i^L, \quad (2)$$

Т а б л и ц а 12 (окончание)

Окислы и элементы	640-85	613-73	Среднее пла- гиобазальтов	Среднее фер- робазальтов	Хондрит
	26	27	28	29	30
SiO ₂	49,82	53,89	48,79	49,22	-
TiO ₂	1,05	1,18	0,81	1,2	-
Al ₂ O ₃	14,57	14,94	20,44	15,54	-
FeO	5,15	4,60	4,0	5,83	-
Fe ₂ O ₃	8,12	9,19	6,56	8,42	-
MnO	0,22	0,21	0,17	0,23	-
MgO	5,44	3,56	4,21	5,98	-
CaO	10,78	8,10	12,24	10,87	-
Na ₂ O	1,85	3,02	2,16	2,03	-
K ₂ O	0,55	0,98	0,46	0,52	-
P ₂ O ₅	0,18	0,35	0,16	0,20	-
H ₂ O ⁺	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁻	1,33	-	-	-	-
Сумма	99,96	100,0	100,0	100,0	-
La	3,0	5,7	2,9	3,9	0,325
Ce	8,3	19,0	7,3	9,8	0,848
(Pr)	1,2	2,8	1,1	1,4	0,128
Nd	6,3	14,0	5,6	7,1	0,631
Sm	2,05	4,1	1,9	2,3	0,202
Eu	0,51	1,4	0,89	0,91	0,077
Tb	0,49	1,1	0,45	0,57	0,0
(Dy)	3,0	7,2	2,8	3,5	0,338
Ho	0,7	1,7	0,7	0,8	0,075
Er	2,1	4,9	1,9	2,4	0,221
Tm	0,31	0,77	0,29	1,38	0,034
Yb	1,8	4,6	1,7	2,3	0,220
Lu	0,30	0,67	0,29	0,39	0,034
La/Yb	1,7	1,2	1,7	1,7	1,5
Количество анализов	1	1,0	19	13	-

где D_i^{Pl-L} — коэффициент распределения i -го редкоземельного элемента между плагиоклазом и расплавом (основной массой), по Дрейку и Уэйлу [109].

Из (1) и (2) получим

$$C_i^L = \frac{C_i^s}{1 + X_{Pl}^s (D_i^{Pl-L} - 1)}$$

Результаты расчетов содержания РЗЭ в основной массе плагиобазальтов и концентрации РЗЭ в плагиобазальтах (аналитические данные), отнесенные к среднему хондриту, показали, что даже при полном вычитании

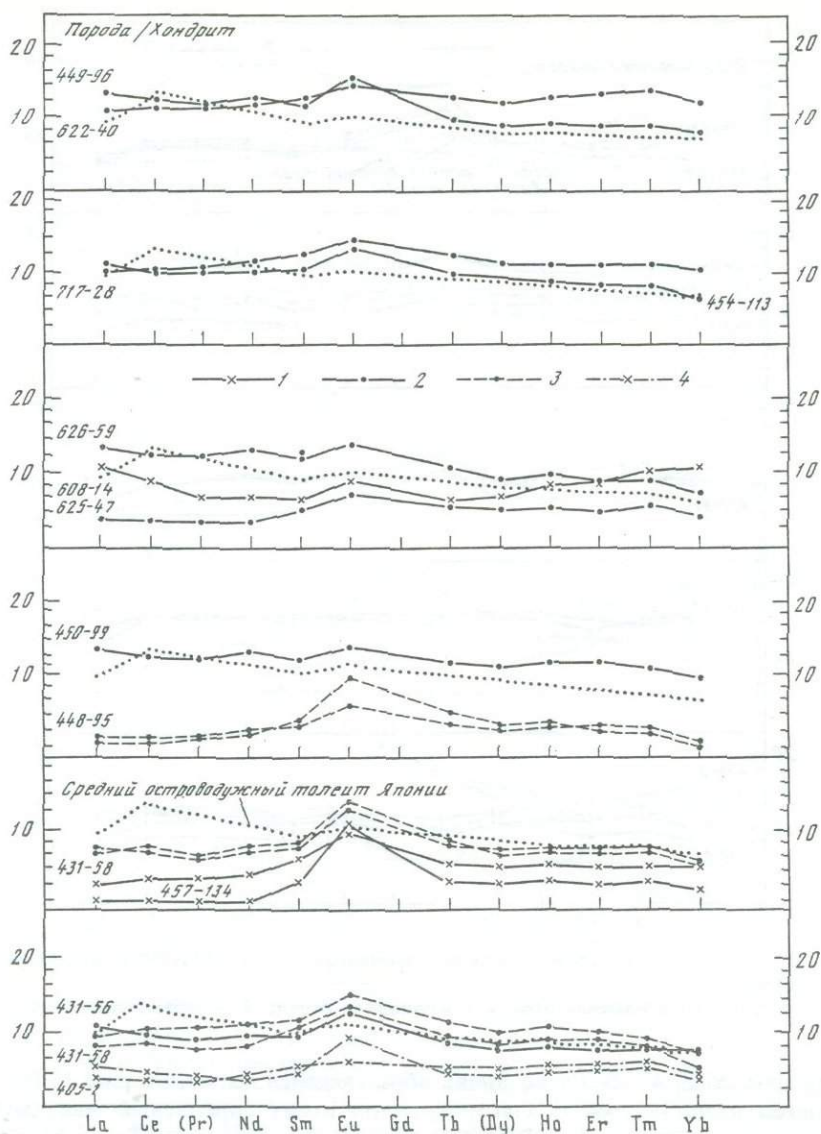


Рис. 31. Распределение редкоземельных элементов в плагиотолитах Кроноцкого полуострова

1 — свита мыса Каменистого; 2 — кроноцкая серия; 3 — параллельные анализы плагиотолитов кроноцкой серии; 4 — параллельные анализы плагиотолитов мыса Каменистого

весовой доли фенокристаллов плагиоклаза из плагиобазальта его остаточный расплав либо обогащен Eu, либо характеризуется моделями распределения РЗЭ, близкими к "хондритовым" (рис. 33). Но основная масса плагиобазальтов кристаллизовалась из их крайних остаточных расплавов. Добавка к ним любого количества фенокристаллов плагиоклаза будет

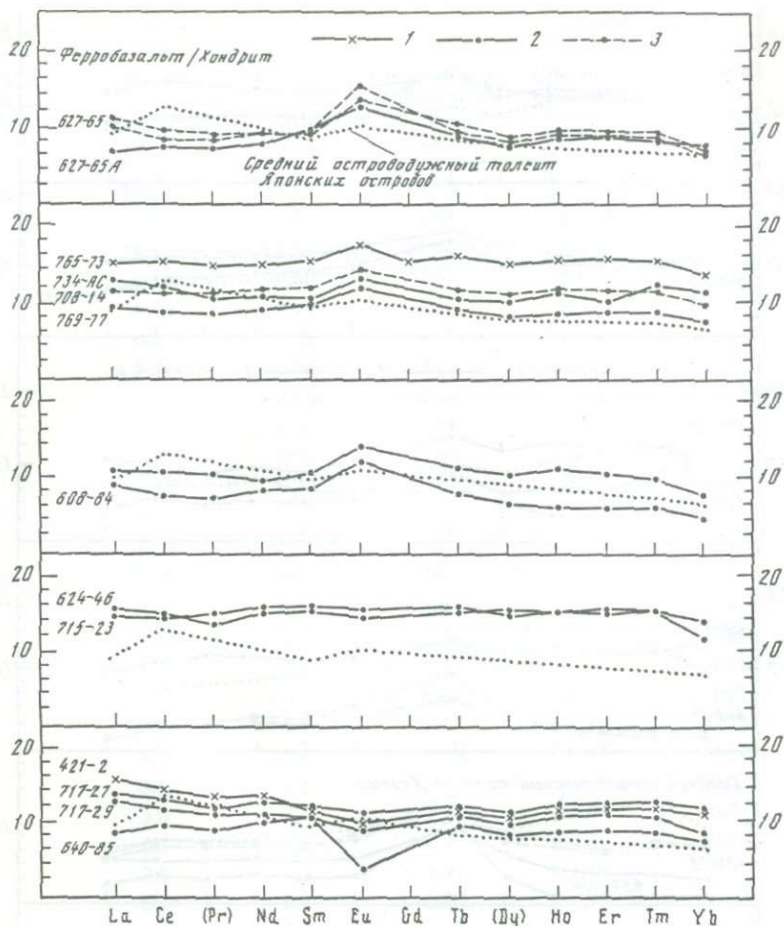


Рис. 32. Распределение редкоземельных элементов в ферробазальтах Кроноцкого полуострова

1 — свита мыса Каменистого; 2 — кроноцкая серия; 3 — параллельные анализы

повышать содержание Eu во вновь образующейся магме. На рис. 33 большинство исходных магм плаггиобазальтов имеет европиевый максимум на моделях распределения РЗЭ. Следовательно, содержание Eu в плаггиобазальтах нельзя связывать только с процессами кумуляции плаггиоклаза. На это прямо указывают содержания РЗЭ в ферробазальтах — дифференциатах плаггиобазальтовых магм, как это будет показано ниже. На рис. 32 большая часть ферробазальтов на моделях распределения РЗЭ либо имеет европиевый максимум, либо близка к "хондритовой" модели. Так как ферробазальтовая магма почти лишена фенокристаллов, повышенные содержания в ней Eu могут быть объяснены кумуляцией плаггиоклаза, как это можно было предполагать для плаггиобазальтов. По-видимому, высокие содержания Eu в плаггиобазальтах и ферробазальтах обусловлены их магматическим источником.

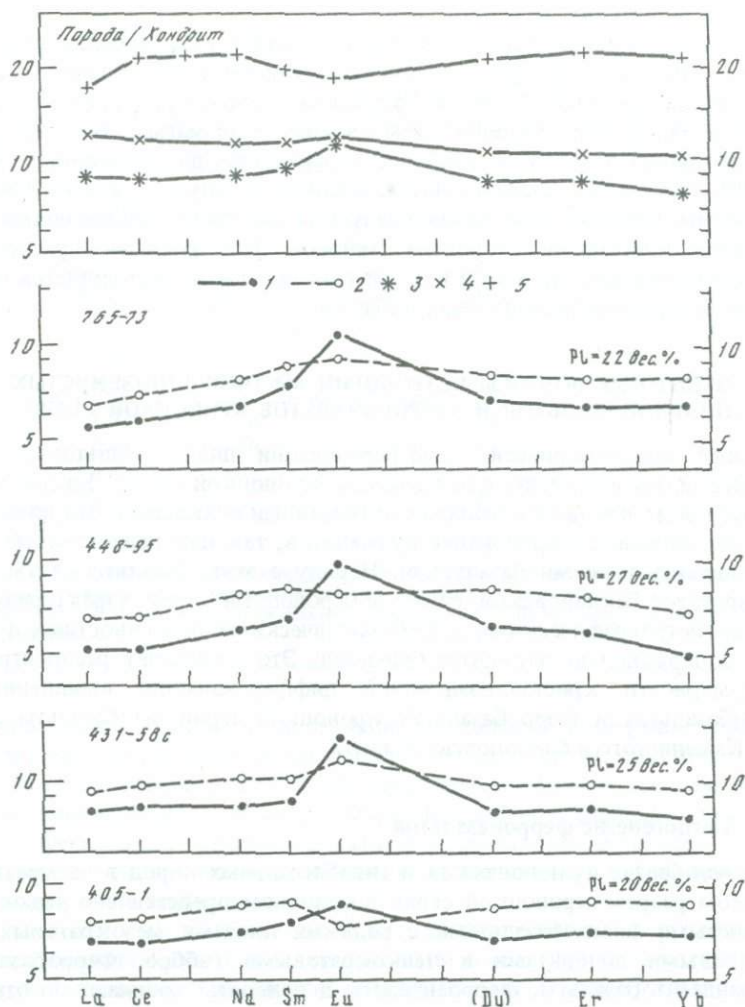


Рис. 33. Распределение РЗЭ в плагиобазальтах и их основной массе

1, 2 — плагиобазальт (аналитические данные) и его основная масса (расчетные данные); 3, 4 — средние плагиобазальт и ферробазальт кроноцкой серии соответственно; 5 — ферроандезитобазальт. Номера образцов соответствуют обозначениям в табл. 10. PL — весовая доля фенокристаллов плагиоклаза, которая вычитается из плагиотолита

Распределение элементов-примесей во всех вулканитах Кроноцкого и Камчатского полуостровов характеризуется общими для них геохимическими особенностями. По содержанию некогерентных элементов Rb, Ba, Sr, Zr, Hf и РЗЭ, а также по отношениям K/Rb Rb/Sr и Ba/Sr эти породы можно отнести к мантийным слабо дифференцированным выплавкам, так как известно, что некогерентные элементы могут многократно накапливаться в дифференциатах базальтовых магм [154; и др.]. Низкие содержания этих некогерентных элементов, а также близкие к характерис-

тикам океанических базальтов свидетельствуют о мантийном источнике плагиотолитов и о незначительных масштабах дифференциации, которой они могли подвергнуться после выплавления и обособления от источника. По содержаниям Zr, Hf и PЗЭ плагиотолиты восточных полуостровов даже более "примитивны", чем океанические магмы. В то же время по содержанию элементов, наиболее характерных для мантийных выплавок, Mg, Ti, Cr и Ni, плагиобазальты восточных полуостровов не отвечают мантийным магмам. Они характеризуются низкими содержаниями этих элементов, присущими "коровым" магмам. Этот дуализм в распределении некогерентных элементов и элементов группы железа является наиболее яркой чертой островодужных толитов.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПЕТРОЛОГИИ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПЛАГИОБАЗАЛЬТОВ И ФЕРРОБАЗАЛЬТОВ КРОНОЦКОЙ СЕРИИ

Основные закономерности дифференциации плагиобазальтовых магм наиболее четко выявлены для базальтов кроноцкой серии. Здесь в палеогеновое время проявился наиболее интенсивный вулканизм. Это позволило провести детальное опробование вулканитов, так как палеогеновые лавы представлены свежими базальтами. Наряду с этим базальты свиты мыса Каменистого, баклановской свиты и кроноцкой серии характеризуются общими петрографическими и петрохимическими особенностями и близкими содержаниями элементов-примесей. Это позволяет распространить закономерности кристаллизационной дифференциации, выявленные в плагиобазальтах и ферробазальтах кроноцкой серии, на базальты свиты мыса Каменистого и баклановской свиты.

Петрогенезис ферробазальтов

Все разнообразие вулканических и гипабиссальных пород в четырехкилометровом разрезе кроноцкой серии в основном представлено высокоглиноземистыми плагиобазальтами с редкими линзами мезократовых лав, порфировыми долеритами и лейкократовыми габбро. Ферробазальты, ферроандезитобазальты, ферроандезиты и долериты занимают по отношению к ним резко подчиненное положение. В толще высокоглиноземистых плагиобазальтов и ферробазальтоидов козловской свиты мощностью 1500 м высокожелезистые разности представлены несколькими потоками общей мощностью около 100 м. Силлы порфирировых долеритов и лейкократовых габбро количественно резко преобладают над силлами долеритов и значительно превосходят их в мощности. Наиболее мощное (400 м) межпластовое тело лейкократовых габбро опробовано в верховьях р. Большая Чажма (см. рис. 2). Подобные близкие к указанным соотношения между плагиобазальтами и ферробазальтами наблюдаются и в других частях Кроноцкого полуострова. Резкое преобладание плагиобазальтов над ферробазальтами, ферроандезитобазальтами и ферроандезитами, повторяющееся в течение палеоцен—эоцена, с наибольшей вероятностью свидетельствует о принадлежности ферробазальтоидов к железистым дифференциатам плагиобазальтовых магм. Это же подтверждается и минеральным составом ферробазальтов. Минеральные парагенезисы в них чаще, чем в

Таблица 13

Средний состав высокожелезистых лав и стекол кроноцкой серии, вес. %

Оксиды	Ферробазальты		Ферроандезитобазальты		Ферроандезиты	
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	49,86	51,5	54,07	53,2	58,5	57,2
TiO ₂	1,16	1,2	1,14	1,1	1,11	1,2
Al ₂ O ₃	15,70	14,2	14,98	14,6	13,92	14,6
FeO*	13,45	14,41	12,92	13,6	10,13	12,6
MnO	0,24	0,30	0,23	0,2	0,17	0,3
MgO	5,87	5,30	3,96	4,6	3,74	3,0
CaO	10,80	10,0	7,94	9,5	9,60	7,0
Na ₂ O	1,97	2,50	3,07	2,6	2,12	2,9
K ₂ O	0,48	0,70	0,95	0,6	0,51	1,2
P ₂ O ₅	0,21	—	0,37	—	0,21	—
Количество анализов	28	23	2	5	1	2

Примечание. Потoki шаровых лав: 1, 3, 5 — ферробазальтов, ферроандезитобазальтов, ферроандезитов соответственно. Стекла из стекловатой корки закалки шаровых лав: 2, 4, 6 — ферробазальтов, ферроандезитобазальтов и ферроандезитов соответственно.

плаггиобазальтах, представлены тройной ассоциацией минералов: сростками микрофенокристаллов лейстообразного плаггиоклаза, оливина, клинопироксена, а местами и магнетита. Подобные габитус и ассоциации минералов наблюдаются в основной массе (остаточном расплаве) плаггиобазальтов. Фенокристаллы плаггиоклаза в ферробазальтах, несмотря на высококальциевый состав, большей частью более натровые, чем фенокристаллы плаггиоклазов плаггиобазальтов (см. рис. 27).

Подтверждением упомянутой выше принадлежности ферробазальтов к дифференциатам плаггиобазальтовых магм служит близость составов железистых вулканитов и закалочных стекол (основной массы) плаггиобазальтов (табл. 13). На всех корреляционных графиках (см. рис. 30) точки, отвечающие ферробазальтам, располагаются рядом с точками стекол плаггиобазальтов. Составы основной массы плаггиобазальтов эволюционируют от ферробазальтовых до ферроандезитобазальтовых. Отличия в химизме между составами ферробазальтов и основной массы плаггиобазальтов, выражающиеся в обогащении последних SiO₂, TiO₂, FeO*, MgO и обеднении Al₂O₃ и CaO, связаны с присутствием незначительного количества плаггиоклаза в ферробазальтах. Прямым указанием на это служит расположение в одном поле корреляционных графиков точек составов закалочных стекол (основной массы) ферробазальтов и точек составов закалочных стекол плаггиобазальтов (см. рис. 30). Эти данные хорошо согласуются с расчетами, так как точки составов плаггиобазальтов, ферробазальтов и стекол основной массы плаггиобазальтов и ферробазальтов образуют на корреляционных графиках единый комплементарный ряд. На этих графиках точки средних составов фенокристаллов плаггиоклазов, оливинов и клинопирок-

сенов (реальных твердых фаз в плагиобазальтах и ферробазальтах) соединены прямыми линиями с точкой среднего состава плагиобазальта кроноцкой серии. Анализ диаграмм показывает, что добавка оливинов или клинопироксенов к магме, имеющей состав среднего плагиобазальта, или удаление из нее этих минералов будут смещать составы вновь образованных расплавов в сторону, далекую от реально существующих составов ферробазальтов, плагиотолитов и их основной массы. Точки составов ферробазальтов и базальтовых стекол (основной массы плагиотолитов и ферробазальтов) расположены на корреляционных графиках вдоль продолжения линии, соединяющей точки среднего состава плагиоклазов и плагиотолитов. Удаление части фенокристаллов плагиоклаза из плагиобазальтовой магмы сместит составы вновь образованных остаточных магм в поле составов ферробазальтов, а полное удаление плагиоклаза сместит составы расплавов в поле составов закалочных стекол (основной массы) плагиотолитов и ферробазальтов. Пользуясь альтернативной гипотезой (образование плагиобазальтовой магмы путем обогащения исходной ферробазальтовой магмы плагиоклазом), трудно объяснить, почему объем ферробазальтов ничтожно мал по сравнению с плагиобазальтами. Для обогащения ферробазальтовых магм плагиоклазом он должен поступать или из магматического резервуара, или из гипотетического анортозитового слоя. В первом случае можно было бы ожидать появления в геологическом разрезе кроноцкой серии многочисленных потоков лав и силлов (дифференциатов ферробазальтовой магмы), еще более железистых, чем ферробазальты. Эти дифференциаты должны бы были быть комплементарны плагиобазальтам по химическому составу, т.е. соответствовать составу основной массы ферробазальтов. Их объем должен был бы резко преобладать над плагиобазальтами. Но, как показано выше, между плагиобазальтами и ферробазальтами существуют обратные соотношения, а потоки лав, соответствующие по составу закалочным стеклам, отсутствуют. При всей очевидной простоте этой гипотезы она никак не объясняет возникновения ферроандезитобазальтов и ферроандезитов. Более правильным представляется образование ферробазальтов вследствие отсадки части фенокристаллов плагиоклаза из поднимающейся плагиобазальтовой магмы или их отставания при подъеме и последующем излиянии ферробазальтовой магмы, обедненной плагиоклазом.

Гипотеза образования высокожелезистых базальтов вследствие селективного удаления плагиоклаза из плагиобазальтовой магмы хорошо согласуется с данными по элементам-примесям в плагиобазальтах и ферробазальтах. По содержанию лития, рубидия, бария, циркония, гафния, никеля, кобальта, хрома, ванадия плагиобазальты и ферробазальты почти не отличаются. С другой стороны, высокожелезистые базальты обеднены Sr по сравнению с плагиобазальтами и характеризуются более высоким K/Sr-отношениями (рис. 34). Известно, что в равновесных условиях при кристаллизации высококальциевого плагиоклаза из базальтовой магмы остаточные расплавы будут обедняться Sr и обогащаться K, так как коэффициент распределения (D) для K и Sr между плагиоклазом (Pl) и сосуществующим расплавом (L) составляет соответственно $D_{Pl}^{K=L} = 0,56$ и $D_{Pl}^{Sr=L} = 1,36$ [109, 146]. Следовательно, остаточные расплавы будут характеризоваться более высокими K/Sr-отношениями по сравнению с более

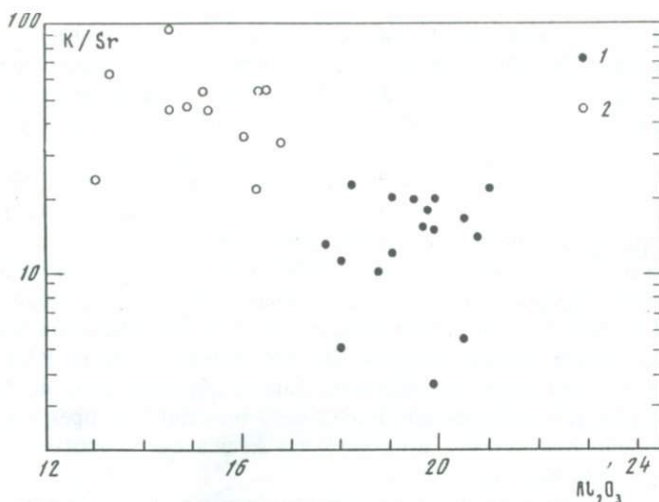


Рис. 34. Зависимость между содержанием глинозема и отношением K/Sr в базальтах кроноцкой серии

1 — высокоглиноземистый плагиотолелит; 2 — ферробазальт

ранними магмами. Это и наблюдается на диаграмме $Al-K/Sr$. В ферробазальтах по сравнению с высокоглиноземистыми плагиотолелитами отношение K/Sr выше, и, следовательно, эти породы могут быть остаточными дифференциатами плагиобазальтовых магм. Об этом же свидетельствует расчет содержаний РЗЭ в основной массе плагиобазальтов (см. рис. 33). Анализ моделей распределения РЗЭ показывает, что при вычитании весовой доли плагиоклаза из плагиобазальтовой магмы содержание Eu в основной массе уменьшается, а концентрация других РЗЭ увеличивается. При этом расчетный уровень содержаний РЗЭ в основной массе плагиобазальтов и в ферробазальтах (аналитические данные) близок, а на моделях распределения РЗЭ поведение Eu в основной массе плагиобазальтов адекватно его поведению в ферробазальтах.

Ферроандезитобазальты также представляют собой дифференциаты плагиобазальтовых и ферробазальтовых магм. Средние составы ферроандезитобазальтов потока и их стекол близки (см. табл. 13). На корреляционных графиках некоторые точки составов стекол плагиобазальтов и ферробазальтов расположены в области андезитобазальтовых составов (рис. 30). Стекла ферроандезитобазальтового состава обладают по сравнению с плагиобазальтами повышенными содержаниями SiO_2 , FeO^* , TiO_2 , K_2O и резко пониженными концентрациями Al_2O_3 и CaO . В то же время по содержанию MgO они либо близки плагиобазальтам, либо характеризуются незначительным дефицитом этого окисла. Как следует из корреляционных графиков, плагиоклазовый тренд не может обеспечить получение ферроандезитобазальтов из плагиобазальтовой магмы. Ферроандезитобазальты, лежащие на продолжении этого тренда, будут характеризоваться резким дефицитом глинозема ($\sim 10\%$) по сравнению с реально существующими лавами и стеклами этого состава (14%). Только удаление некоторого количества хризолита и авгита в сростках с плагиоклазом из плагиобазальтовой

магмы может одновременно повысить в остаточном расплаве содержание SiO_2 и понизить MgO . Количество удаленных темноцветных минералов было незначительным, так как составы стекол плагио- и ферробазальтов содержат только 53% SiO_2 . Об этом же свидетельствуют содержания РЗЭ в плагиобазальтовой и ферроандезитобазальтовой магмах (см. табл. 12). Ферроандезитобазальты по сравнению с плагиобазальтами не только обогащены всеми РЗЭ, но и характеризуются незначительным европиевым минимумом на моделях распределения РЗЭ. Как показали балансовые расчеты, удаление плагиоклаза из исходной плагиобазальтовой магмы будет только повышать общий уровень содержания РЗЭ в остаточных железистых расплавах и понижать содержание Eu в них. Между тем удаление значительных количеств хризолита и авгита способствовало бы накоплению легких РЗЭ, что не наблюдается в ферроандезитобазальтах. Таким образом, генезис ферроандезитобазальтов наиболее удовлетворительно объясняется преимущественной кумуляцией сростков плагиоклаза, а также незначительного количества клинопироксена и оливина.

Крайними кислыми членами ряда плагиобазальт–ферробазальт–ферроандезитобазальт являются ферроандезиты, также имеющие химические аналоги среди стекол (основной массы) ферроандезитобазальтов (см. табл. 13). Высокое содержание K_2O в ферроандезитовых стеклах по сравнению с ферроандезитами унаследовано от шаровых ферроандезитобазальтов, сильно обогащенных K_2O по сравнению с базальтами.

Таким образом, плагиобазальты, ферробазальты, ферроандезитобазальты и ферроандезиты образуют единую вулканическую серию на Кроноцком полуострове. Исходной магмой для ферробазальтов являются лейкократовые плагиобазальтовые магмы, для ферроандезитобазальтов – плагиобазальтовые и ферробазальтовые, для ферроандезитов – ферроандезитобазальтовые магмы.

Тип дифференциации в высокоглиноземистых плагиобазальтах

Появление ферробазальтов вызвано преимущественным удалением части фенокристаллов плагиоклаза из плагиобазальтовой магмы. Ферробазальты по сравнению с плагиобазальтами обогащены FeO^* , MgO , TiO_2 и обеднены Al_2O_3 и CaO , при близких значениях суммы щелочей и отношений FeO^*/MgO . Это отношение даже в закалочных стеклах из корок закалки лав намного превышает отношение FeO^*/MgO в самих корках закалки (рис. 35). Очевидно, что плагиоклаз – это единственный среди минералов базальтов, удаление которого из плагиобазальтового расплава одновременно повысит в остаточном расплаве содержание FeO^* и MgO и понизит Al_2O_3 и CaO . При этом отношение FeO^*/MgO в первичных и остаточных расплавах останется. Удаление значительных количеств авгита или хризолита из исходного расплава уменьшило бы содержание MgO и резко увеличило относительное содержание FeO^* и отношение FeO^*/MgO в ферробазальтах, что в действительности не наблюдается. Удаление из исходного расплава оливина почти не изменило бы содержание Al_2O_3 в ферробазальтах, тогда как они обеднены Al_2O_3 по сравнению с плагиобазальтами. Следовательно, вариации составов вулканитов Кроноцкого полуострова обусловлены фракционной кристаллизацией плагиоклаза.

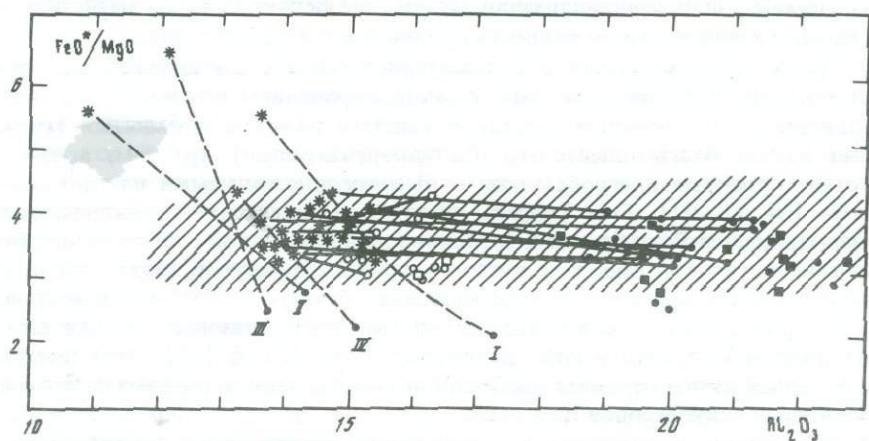
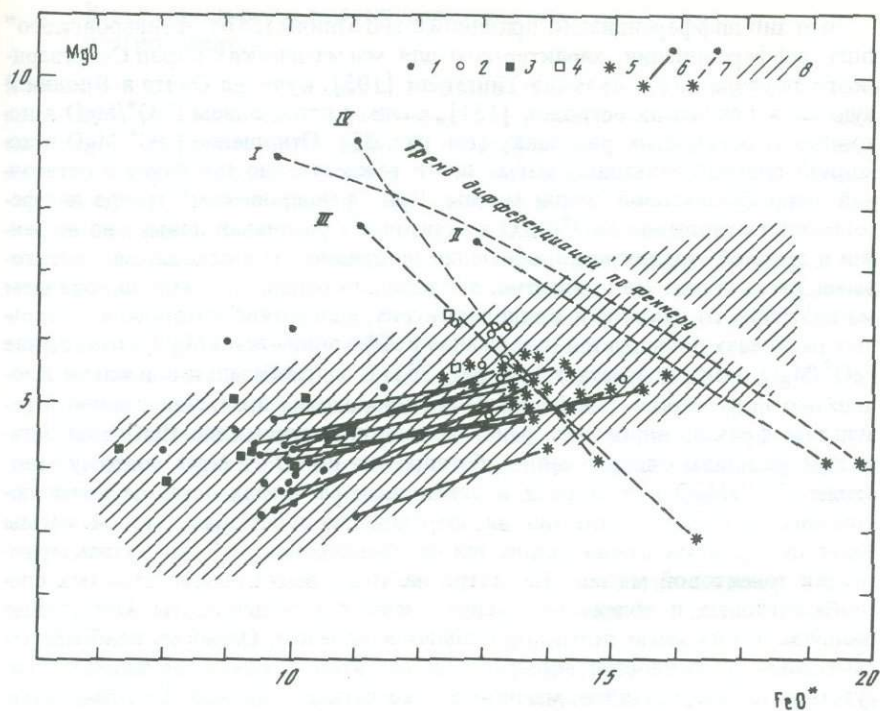


Рис. 35. Средние составы базальтов и долеритов кроноцкой серии

1,2 - Потoki шаровых лав: 1 - высокоглиноземистые плагиотоленты, 2 - ферробазальты; 3,4 - с и л л ы: 3 - порфиновые долериты и лейкократовые габбро, 4 - долериты; 5 - закалочные стекла основной массы корок закалики шаровых лав; 6 - линии, соединяющие точки валовых составов базальтов из потоков шаровых лав с составами их основной массы; 7 - линии, соединяющие точки составов исходных и остаточных толеитовых магм: I - Скергаардский плутон [78], II - вулкан Оката, Восточная Япония [131], III - кальдера вулкана Килауза, Гавайские острова [131], IV - вулкан Тингмули, Исландия [154]; 8 - поле вулканитов кроноцкой серии

Этот тип дифференциации принципиально отличается от "феннеровского" типа дифференциации, характерного для магматических пород Скергаардского плутона [76], вулкана Тингмули [105], вулкана Оката в Японии и вулканов Гавайских островов [131], разным отношением FeO^*/MgO в исходных и остаточных расплавах (см. рис. 35). Отношение FeO^*/MgO в исходной плагиобазальтовой магме почти тождественно таковому в остаточной ферробазальтовой фации магмы. При "феннеровском" тренде дифференциации отношение FeO^*/MgO в остаточных расплавах повышено на ранней и средней стадиях кристаллизации по сравнению с исходными толеитовыми расплавами. Как известно, это вызвано ранним фракционированием магнезиального оливина и клинопироксена, вследствие которого в остаточных расплавах повышается содержание FeO^* и понижается MgO , а отношение FeO^*/MgO резко возрастает (см. рис. 35). В плагиобазальтовой магме Кроноцкого полуострова дифференциация происходит преимущественно в результате фракционирования фенокристаллов плагиоклаза. При этом остаточные расплавы одновременно обогащаются и FeO^* , и MgO , поэтому отношение FeO^*/MgO в исходных и остаточных расплавах остается почти постоянным. Очевидно, что тип дифференциации плагиобазальтовой магмы Кроноцкого полуострова отличается от "феннеровского" типа, характерного для толеитовой магмы. Несмотря на это, у высокоглиноземистых плагиобазальтовых и толеитовых магм имеются и общие черты. Остаточные расплавы обеих магм сильно обогащаются железом. Одной из наиболее характерных особенностей минералогии толеитовых базальтов является отсутствие фенокристаллов магнетита. Это вызвано низкой фузитивностью кислорода при их кристаллизации. Отсутствие фенокристаллов магнетита — наиболее характерная особенность кроноцких плагиобазальтов.

Тренд дифференциации в высокоглиноземистых плагиобазальтах, обусловленный преимущественным фракционированием плагиоклаза и приводящий к образованию высокожелезистых низкоглиноземистых магм, был назван плагиотолейтовым (антианортозитовым) трендом, а высокоглиноземистые плагиобазальты — высокоглиноземистыми плагиотолейтами [64, 88, 91]. Еще Тиррель писал: "... термин толеит, первоначально прилагавшийся Розенбушем к безоливиновой или бедной оливином плагиоклазово-авгитовой породе с интерсертальной структурой, может также с успехом быть применен к пересыщенным базальтам, богатым известью, в которых имеются сильно известковистые плагиоклазовые полевые шпаты, главным образом в виде фенокристаллов" [74, с. 128]. Этот термин как нельзя лучше отражает особенности минералогии и химизма базальтов восточных полуостровов Камчатки.

Выделенную вулканическую серию пород: плагиотолейт—ферробазальт—ферроандезитобазальт — ферроандезит целесообразно называть не толеитовой, а высокоглиноземистой плагиотолейтовой серией пород. Разница в типах дифференциации между плагиотолейтовыми магмами Кроноцкого полуострова и типичными толеитовыми магмами не позволила нам назвать железистые дифференциаты высокоглиноземистой плагиотолейтовой магмы (ферробазальты, ферроандезитобазальты и ферроандезиты) базальтовыми андезитами — исландитами (см. выше). Кроме того, ферроандезиты и ферроандезитобазальты резко отличаются от исландитов сильно пониженными содержаниями TiO_2 и щелочей.

Вероятный генезис высокоглиноземистых плагиотолитов

Все разнообразие эффузивных и гипабиссальных пород кроноцкой серии представлено высокоглиноземистыми плагиотолитами и их дифференциатами — ферробазальтоидами, Петрографический облик толщи вулканических пород, образовавшихся в течение палеоцен—эоценового времени, зависит от присутствия в них плагиоклаза и меняется с изменением его содержания. Поэтому основным вопросом генезиса высокоглиноземистых плагиотолитов является вопрос — отражает ли состав высокоглиноземистых плагиотолитов состав гомогенной высокоглиноземистой магмы или они образовались из гипотетической (толеитовой) магмы вследствие постоянной кумуляции фенокристаллов плагиоклаза?

Отмеченные выше порядок кристаллизации плагиоклаза и темноцветных минералов и их котекстические взаимоотношения (наличие сростков плагиоклаза и темноцветных минералов) ставят трудно преодолимые ограничения для второй гипотезы. Возможность обогащения толеитовой магмы плагиоклазом вследствие фракционирования оливина приходится исключить, так как вместе с оливином из расплава осаждался бы плагиоклаз. Удаление той части фенокристаллов оливина, которая не образует сростков с плагиоклазом, также маловероятно, как в плагиотолитах, оливин присутствует также и в виде крупных одиночных идиоморфных кристаллов. Следовательно, в магме отсутствовали условия, при которых весь оливин, не образовавший сростков, должен был бы быть обязательно удален. Образование плагиотолита из толеитовой магмы вследствие всплывания плагиоклаза маловероятно, так как вместе с плагиоклазом были бы захвачены темноцветные минералы и изливающиеся базальты обогащались бы сростками плагиоклаза с цветными минералами; в действительности это не наблюдается. Кроме того, гипотеза образования плагиотолита из толеитовой магмы прежде всего не объясняет постоянно низкое (0,5–1%) содержание хризолита и авгита во всех вулканических породах кроноцкой серии. В случае гравитационного отделения темноцветных минералов следовало бы ожидать более широких количественных вариаций хризолитов и авгитов, подобных кумулятам плагиоклаза. Вследствие подобного разделения плагиоклаза могут образовываться ферробазальты.

Одним из наиболее серьезных аргументов в пользу высказанного положения является следующий. На территории Кроноцкого полуострова в течение по меньшей мере палеогена не изливались и не внедрялись меланократовые магмы, которые должны были бы формироваться из толеитовой магмы после отсадки плагиоклаза или вследствие раннего фракционирования темноцветных минералов. Трудно представить геологические провинции, где в течение такого длительного промежутка времени встречались бы только дифференциаты, обогащенные кумулятивным плагиоклазом, и отсутствовали бы комплементарные им магматические мафические породы. Наиболее вероятно, что образование плагиотолитов происходило из высокоглиноземистой магмы, обособившейся от своего источника вследствие ликвидусной кристаллизации плагиоклаза и последующей котекстической кристаллизации плагиоклаза с оливином или с оливином и авгитом.

О подобной последовательности кристаллизации фенокристаллов свидетельствуют отсутствие микровключений темноцветных минералов в ядрах высококальциевых плагиоклазов и их присутствие в периферических зонах крупных кристаллов плагиоклаза в некоторых покровах шаровых лав. Вероятнее всего, эта последовательность указывает, что состав расплава был близок к котектическому только к концу дозруптивного этапа кристаллизации, непосредственно перед излиянием магмы на морское дно. В то же время, отсутствие значительного количества темноцветных минералов, соответствующего "котектическому", свидетельствует о возможности их кумуляции в процессе фракционной кристаллизации плагиотолеитовой магмы. Следы подобной кумуляции, вероятно, являются линзы столбчатых мезократовых базальтов, которые фиксируются в центральных частях некоторых покровов шаровых плагиотолеитов.

Отсутствие в течение палеогена меланократовых эффузивов или их интрузивных аналогов прямо указывает на отсутствие толеитовых (меланократовых) магм, и одновременно служит косвенным доказательством существования высокоглиноземистых расплавов. Очевидно, состав любого покрова или потока плагиобазальтов не отражает состава исходной высокоглиноземистой магмы. В то же время фракционирование плагиоклаза в большинстве поднимающихся высокоглиноземистых расплавов вряд ли было значительным или носило многократный характер. На это указывают слабая прямая зональность плагиоклазов и постоянство их составов в вулканитах, одноактные трещинные излияния большинства вулканитов, отсутствие в изученных райдах долгоживущих вулканов центрального типа и резко преобладающий основной состав излившихся и внедрившихся магм. Многократное или хотя бы двукратное фракционирование фенокристаллов в магматической камере привело бы к появлению большого количества вулканитов с более широким спектром SiO_2 и FeO^* . На реальную возможность образования подобных кислых железистых дифференциатов прямо указывают составы закалочных стекол плагиотолеитов и ферробазальтоидов, эволюционирующие от ферробазальтового состава через ферроандезитобазальтовый до ферроандезитового и отдельные геологические тела ферроандезитобазальтов и ферроандезитов в разрезе кроноцкой серии. О слабой дифференцированности большинства высокоглиноземистых плагиотолеитов свидетельствуют и низкие содержания некогерентных элементов Rb, Ba, Sr, Hf и PЗЭ, которые могут многократно накапливаться в дифференцированных сериях пород, как это установлено в третичных лавах Исландии [154]. По-видимому, большинство покровов шаровых лав высокоглиноземистых плагиотолеитов в четырехкилометровом разрезе кроноцкой серии представляют собой самостоятельные высокоглиноземистые выплавки, не связанные одна с другой, разделенные во времени. Мантийный характер этих выплавов подтверждается низкими содержаниями некогерентных элементов, низкими величинами изотопных отношений стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70335 \pm 8$), полученными в последнее время [33], и, как будет показано ниже, появлением высокоглиноземистых плагиотолеитов в островных дугах разной степени зрелости, расположенных по периферии всего Тихого океана.

Проведенные исследования показали, что на Кроноцком полуострове в

меловом и палеогеновом разрезах присутствует только слабодифференцированная группа вулканитов, обладающих лейкократовой минералогической спецификой. Меловые разрезы характеризуются только эффузивным магматизмом, палеогеновые разрезы — эффузивными гипабиссальными магматическими проявлениями — содержат лавы и межпластовые тела. В течение позднего мела и палеогена в этом районе изливались и внедрялись только низкощелочные базальтовые магмы с большим (20–30%) количеством высококальциевого плагиоклаза, резко преобладающего над темноцветными минералами, — высокоглиноземистые плагиотолейты. Незначительную часть вулканитов составляют дифференциаты высокоглиноземистых плагиобазальтовых магм — субафировые ферробазальтоиды: ферробазальты, ферроандезитобазальты, ферроандезиты. Все вулканиты характеризуются известным геохимическим парадоксом островодужных толеитов: обладают низкими "мантийными" уровнями содержаний некогерентных элементов и в то же время им присущи низкие "коровые" уровни содержаний никеля, хрома, титана и магния. Все основные вулканические породы образуют специфический тренд фракционной кристаллизации, обусловленный селективным удалением плагиоклаза. Очевидно, что близость минеральных парагенезисов разновозрастных плагиобазальтов и порфириновых долеритов, с одной стороны, и субафировых ферробазальтов и долеритов — с другой, тождественность содержаний главных элементов и элементов-примесей этих пород позволяют выделить на Кроноцком полуострове высокоглиноземистую плагиотолейтовую вулканоплутоническую формацию мел-палеогенового возраста в понимании Е.К. Устиева [75]. Эффузивная фация этой формации представлена меловыми и палеогеновыми шаровыми и монокристаллическими лавами — высокоглиноземистыми плагиотолейтами и ферробазальтоидами, а гипабиссальная фация sillами порфириновых долеритов, лейкократовых габбро и долеритов. Ближайшими аналогами вулканитов высокоглиноземистой плагиотолейтовой формации Кроноцкого полуострова являются плагиотолейты и ферроандезитобазальты Камчатского полуострова.

В заключение петрогеохимического исследования вулканитов Кроноцкого и Камчатского полуостровов можно констатировать следующее.

На восточных полуостровах Камчатки установлена новая лейкократовая высокоглиноземистая плагиотолейтовая вулканическая формация, существовавшая в течение мела и палеогена. Исходной магмой лейкократовой формации были высокоглиноземистые плагиотолейты. Остаточными магмами — субафировые ферробазальты, ферроандезитобазальты и ферроандезиты.

Все базальты и долериты лейкократовой формации образуют плагиотолейтовый тренд фракционирования, характеризующийся накоплением в ферробазальтах FeO^* и MgO при одинаковых отношениях FeO^*/MgO в исходной плагиотолейтовой и остаточной ферробазальтовой магмах. Плагиотолейтовый тренд фракционирования обусловлен селективным удалением плагиоклаза.

Высокоглиноземистые плагиотолейты и ферробазальты характеризуются известным геохимическим парадоксом в содержании главных элементов и элементов-примесей, присущим толеитовым базальтам островных дуг. Они обладают низкими "коровыми" уровнями содержаний

Mg, Ti, Ni, Cr и в то же время аномально низкими "мантийными" уровнями содержаний некогерентных элементов: Rb, Ba, Sr, Dr, Hf и PЗЭ.

Выделение в пределах восточных полуостровов Камчатки лейкократовой плагиотолеитовой формации, особенности химизма и минералогии слагающих ее вулканитов и отсутствие в пределах изученной территории продуктов кристаллизации меланократовых магм свидетельствуют о возможности выплавления в островных дугах специфических высокоглиноземистых расплавов, адекватных составам плагиотолеитов.

Глава 4

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПЛАГИОТОЛЕИТОВ ВОСТОЧНЫХ ПОЛУОСТРОВОВ КАМЧАТКИ, БАЗАЛЬТОВ ОСТРОВНЫХ ДУГ И СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ

Низкие концентрации литофильных элементов K, Rb, Ba, Sr, Zr, Hf, близкое к "хондритовому" распределение PЗЭ вулканитов Кроноцкого и Камчатского полуостровов и геологическая позиция этих пород (расположение на фронте Курило-Камчатской дуги) позволяют ограничить количество сравниваемых формационных типов толеитовыми и высокоглиноземистыми базальтами островных дуг и толеитами срединно-океанических хребтов.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЫХ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПЛАГИОТОЛЕИТОВ ВОСТОЧНЫХ ПОЛУОСТРОВОВ КАМЧАТКИ И ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ БАЗАЛЬТОВ ЯПОНИИ

Впервые афировые высокоглиноземистые базальты как формационный тип пород, характеризующий одну из трех первичных магм островных дуг, были выделены в Японии [128], а позднее получены в результате экспериментальных работ [39]. Они детально изучены и поэтому представляют наиболее удобный объект для сравнения с высокоглиноземистыми плагиотолеитами восточных полуостровов Камчатки. Четвертичные и современные плагиотолеиты Камчатки характеризуются низкими содержаниями щелочей, высокими — Al_2O_3 и обогащением остаточных расплавов FeO^* на ранних и средних стадиях кристаллизации. Как показал Х.Куно [128], а позднее подтвердил в исчерпывающей сводке по четвертичным вулканам северо-восточной Японии К. Хамуро [118], среди микролитов клинопироксенов и оливинов высокоглиноземистых базальтов могут присутствовать пижонит и гиалосидерит соответственно. Простое сравнение химических составов четвертичных высокоглиноземистых базальтов Японии и высокоглиноземистых плагиотолеитов восточных полуостровов Камчатки, за исключением более высоких содержаний MgO и низких

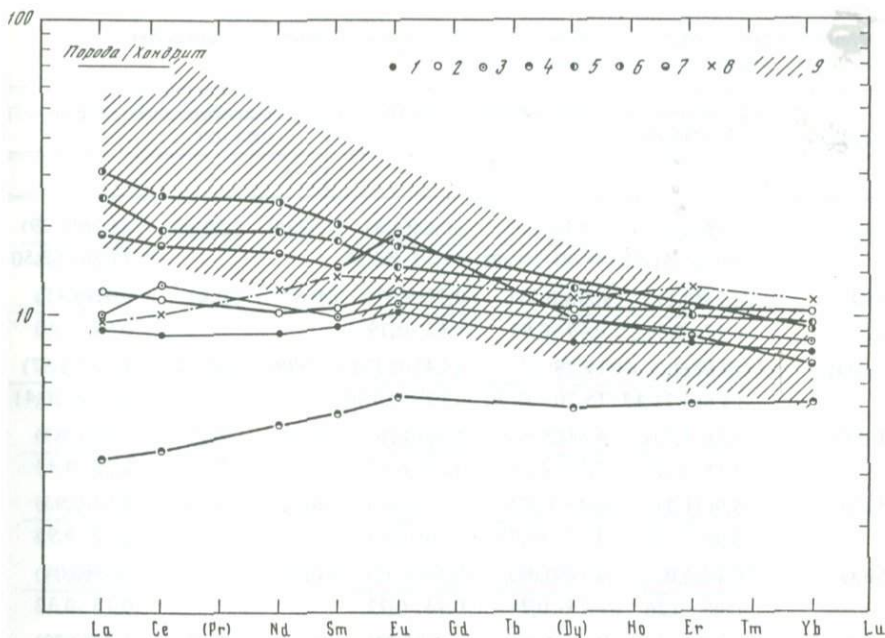


Рис. 36. Распределение РЗЭ в базальтах Камчатки, островных дуг и срединно-океанических хребтов

1 — средний высокоглиноземистый плагиотолит, кроноцкая серия; 2 — средний ферробазальт, кроноцкая серия; 3 — средний островодужный толеит, Японские острова [137]; 4 — плагиотолит о-ва Рауль, островная дуга Кермадек [113]; 5–7 — в оскоглиноземистые базальты: 5 — вулкан Атсуми, Япония [115], 6 — вулкан Карымский, Камчатка [8], 7 — вулкана Ебоши, Япония [118]; 8 — богатый глиноземом толеит океана [8]; 9 — поле известковощелочных базальтов, по Якешу и Джиллу [124]. Составы базальтов нормированы по среднему "хондриту" [8]

FeO*/MgO-отношений в высокоглиноземистых базальтах, не позволяет определить разницу между ними (табл. 14). Все же, несмотря на большое сходство химизма и минералогии этих пород, они не однотипны. Куно, характеризуя афировые высокоглиноземистые базальты Японии, подчеркивал, чтобы их не отождествляли с плагиоклаз-порфировыми толитами, также с высокими содержаниями Al_2O_3 . Принципиальное различие между сравниваемыми сериями пород проявляется в поведении глинозема в их промежуточных и конечных членах. Высокоглиноземистые магмы вулкана Хузи имеют тенденцию увеличения Al_2O_3 на поздних стадиях дифференциации, а высокоглиноземистые магмы вулкана Сидара во всех членах дифференционного ряда содержат почти постоянное количество Al_2O_3 [128, 133]. Высокоглиноземистые плагиотолиты восточных полуостровов, наоборот, характеризуются резким обеднением Al_2O_3 в промежуточных и конечных членах этого ряда. Все ферробазальтоиды обеднены Al_2O_3 по сравнению с плагиотолитами. Наиболее резкое отличие высокоглиноземистых плагиотолитов Кроноцкого полуострова от высокоглиноземистых базальтов Японии и Камчатки, свидетельствующее об их принадлежности к различным типам магм, проявляется при сравнении РЗЭ.

Таблица 14

Средний состав базальтов восточных полуостровов Камчатки островных дуг и срединно-океанических хребтов, вес. %

Окислы	Плаггиотолиты восточных полуостровов Камчатки			Плаггиотолиты островных дуг		
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	49,64(0,52) 48,70-51,95	49,36(1,01) 48,00-51,60	50,64(0,3) 49,17-52,37	51,09	50,69	51,36(1,29) 47,85-52,50
TiO ₂	0,73(0,11) 0,47-0,86	0,88(0,23) 0,49-0,94	0,77(0,07) 0,62-0,79	0,82	0,85	0,92(0,15) 0,67-1,40
Al ₂ O ₃	18,95(1,27) 15,66-21,12	19,29(2,5) 15,70-21,70	18,41(0,73) 17,78-19,41	19,06	18,94	19,20(0,57) 14,79-20,41
Fe ₂ O ₃	5,26(1,79) 3,15-6,28	4,81(2,06) 2,57-6,24	5,53(0,26) 4,69-6,61	3,53	3,51	2,99(0,63) 2,28-4,42
FeO	5,90(1,21) 3,35-7,85	6,45(1,22) 4,22-10,47	5,35(0,67) 3,54-6,08	6,72	6,49	7,54(0,93) 5,62-9,93
MnO	0,19(0,02) 0,09-0,26	0,18(0,04) 0,14-0,24	0,19(0,02) 0,13-0,22	0,18	0,19	0,19(0,04) 0,13-0,32
MgO	5,24(0,63) 3,65-6,39	4,75(1,06) 3,60-5,99	4,83(0,24) 4,15-5,82	4,64	5,17	4,39(0,79) 2,29-6,08
CaO	10,10(1,01) 7,98-13,52	11,79(0,87) 9,71-13,25	10,86(0,23) 10,08-11,70	10,25	10,18	10,95(1,13) 8,86-14,40
Na ₂ O	3,32(0,51) 2,22-4,62	2,09(0,37) 1,76-2,50	2,76(0,32) 2,32-3,86	2,46	2,56	2,03(0,36) 1,77-2,47
K ₂ O	0,43(0,11) 0,12-1,65	0,44(0,12) 0,22-0,61	0,53(0,30) 0,20-1,02	0,47	0,43	0,33(0,05) 0,24-0,44
P ₂ O ₅	0,09(0,07) 0,04-0,16	0,18(0,11) 0,07-0,18	0,16(0,03) 0,07-0,18	-	0,19	0,10(0,03) 0,07-0,15
FeO*	10,63 9,50-12,62	10,81(2,02) 8,26-15,18	10,33 9,16-11,80	9,90	9,65	10,23 8,38-13,91
FeO*/MgO	2,03 1,65-2,40	2,31 2,16-3,44	2,14 1,63-2,35	2,13	1,87	2,33 1,55-3,70
Количество анализов	28	88	14	28	48	14

Примечание. 1, 2 – свита мыса Каменистого и кроноцкая серия соответственно; 3 – баклановская свита; 4 – Большая Курильская гряда [42]; 6 – Восточная Япония, регион Изу-Хаконе [127, 128]; 7 – дуга Кермадек [111, 113]; 8 – Южно-Сандвичева [82, 99]; 9 – Малая Антильская, о-в Сент-Китс [101, 104]; 10 – Срединно-Индийский [31]; 11 – Срединно-Атлантический хребет [122]; 12 – рифтовая зона Срединно-Атлантического хребта [84]; 13 – Центрально-Индийский [81]; 14 – плаггио-

Плаггиотолиты островных дуг			Плаггиотолиты срединно-океанических хребтов			
7	8	9	10	11	12	13
50,51(1,14) 48,76-52,00	51,22	50,09	49,98(0,24) 49,59-50,40	48,74(0,59) 47,48-49,93	48,79(0,55)	50,00
0,79(0,17) 0,56-1,05	0,71	1,00	1,04(0,04) 0,96-1,07	0,43(0,08) 0,30-0,73	1,10(0,17)	1,14
18,04(1,67) 15,14-21,47	19,36	20,00	18,59(0,65) 17,66-19,16	20,77(1,74) 18,02-23,88	18,53(1,65)	18,52
3,29(1,17) 1,87-5,60	2,62	2,42	0,58(0,11) 0,45-0,87	3,35(2,38) 0,82-7,31	1,62(0,40)	1,43
7,43(1,05) 6,00-10,62	6,70	6,72	6,33(0,40) 5,91-7,23	2,61(2,10)	6,86(0,62)	6,15
0,19(0,04) 0,12-0,29	0,11	0,18	0,14(0,03) 0,12-0,22	0,11(0,02) 0,10-0,16	0,18(0,04)	0,14
5,75(1,43) 4,19-8,89	5,70	4,69	7,97(0,32) 7,77-8,78	7,01(0,95) 5,31-8,67	7,13(0,79)	7,66
11,67(1,69) 8,71-13,73	11,02	11,55	12,86(0,33) 11,72-13,11	15,31(0,56) 13,81-16,30	11,68(0,58)	12,46
1,97(0,58) 1,32-3,82	2,19	2,72	2,27(0,12) 2,23-2,69	1,57(0,16) 1,30-2,10	2,82(0,21)	2,59
0,29(0,12) 0,12-0,52	0,29	0,31	0,17(0,02) 0,14-0,19	0,10(0,08) 0,03-0,41	0,16(0,06)	0,18
0,07(0,08) 0,01-0,37	0,08	0,09	0,02(0,04) 0,01-0,04	0,04(0,02) 0,01-0,08	0,19(0,07)	-
10,39 8,35-13,91	9,06	8,90	6,85 6,32-8,01	5,63 4,28-7,69	8,32	7,43
1,93 1,04-2,81	1,59	1,90	0,86 0,81-0,91	0,80 0,35-1,10	1,17	0,87
19	18	27	15	36	36	15

толит [150]; 15*, 16* – базальт и высокоглиноземистый базальт впадины Хесса [55]; 17 – средний базальт океанических хребтов [24]; 19 – островодужный толит, Новая Британия [126]; 20 – высокоглиноземистый базальт вулкана Сукомояма [133]; 21 – высокоглиноземистый базальт Японских островов [130]. Числитель дроби – среднее содержание окислов, знаменатель – пределы содержания окислов, в скобках – стандартное отклонение от среднего арифметического.

Т а б л и ц а 14 (окончание)

Оксиды	Плагиотолиты срединно-океанических хребтов			Базальты океанов и островных дуг			
	14	15*	16*	17	19	20	21
SiO ₂	49,90 48,77–51,13	48,39	47,37	49,96	51,57	48,90	49,51
TiO ₂	1,06 0,35–2,14	0,68	0,57	1,48	0,80	0,97	0,64
Al ₂ O ₃	18,63 14,77–22,41	17,88	20,95	15,67	15,90	17,58	18,19
Fe ₂ O ₃	1,04 0,49–1,76	1,97	1,96	2,48	2,74	2,47	2,89
FeO	6,63 4,84–10,32	6,24	5,10	8,06	7,04	8,00	7,66
MnO	0,16 0,12–0,23	0,12	0,11	0,18	0,17	0,16	–
MgO	7,70 6,67–10,45	10,04	8,38	7,97	6,73	7,79	7,07
CaO	12,32 10,84–13,11	12,66	13,41	11,36	11,74	10,82	9,83
Na ₂ O	2,38 1,81–2,97	2,17	1,99	2,63	2,41	2,32	2,49
K ₂ O	0,15 0,06–0,25	0,12	0,10	0,23	0,44	0,27	0,48
P ₂ O ₅	0,08 0,01–0,24	0,07	0,07	–	0,11	0,09	–
FeO*	7,54 5,28–11,00	8,01	6,86	10,29	9,51	10,22	10,26
FeO*/MgO	0,98 0,79–1,14	0,80	0,82	1,40	1,41	1,3	1,42
Количество анализов	21	11	3	200	1	1	1

Высокоглиноземистые базальты вулканов Атсуми, Мисима, Ёбоши, Инатори (Восточная Япония) и вулкана Карымский (Восточная Камчатка), нормализованные относительно среднего содержания РЗЭ в хондритах, характеризуются резким обогащением легких лантаноидов по сравнению с тяжелыми и высокими La/Yb-отношениями [8, 118].

Высокоглиноземистые плагиотолиты Кроноцкого полуострова, наоборот, характеризуются горизонтальными моделями распределения РЗЭ, близкими к "хондритовым", а низкими La/Yb-отношениями (рис. 36).

Линии распределения РЗЭ высокоглиноземистых базальтов Японии и Камчатки лежат в поле распространения известково-щелочных базальтов и шшонитов, а высокоглиноземистых плагиотолитов Кроноцкого полуострова совпадают с полем островодужных толеитов. Различия в химизме главных и редкоземельных элементов высокоглиноземистых плагиотолитов восточных полуостровов Камчатки и высокоглиноземистых базальтов Японии и Камчатки столь очевидны, что эти породы не нуждаются в сравнении по другим элементам-примесям.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПЛАГИОТОЛИТОВ ВОСТОЧНЫХ ПОЛУОСТРОВОВ КАМЧАТКИ И ТОЛЕИТОВ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ

Высокоглиноземистые плагиотолиты и ферробазальты восточных полуостровов Камчатки — шаровые лавы (пиллоу лавы) — залегают среди морских вулканогенно-осадочных образований, и поэтому необходимо сравнить их с океаническими пиллоу лавами. Наиболее характерными минералогическими и химическими особенностями плагиотолитов Камчатки являются порфиновый облик, большое количество фенокристаллов высококальциевого плагиоклаза, высокие содержания Al_2O_3 и низкие, близкие к океаническим базальтам, содержания K_2O . Очевидно, корректность сравнения обязывает выбирать среди океанических толеитов такие породы, которые по этим характеристикам были бы наиболее близки плагиотолитам восточных полуостровов Камчатки. Среди базальтов океанического дна, прилегающего к восточным полуостровам, подобные породы отсутствуют. Наиболее близкой к Кроноцкому полуострову и лучше изученной по сравнению с другими районами дна океана, прилегающими к Камчатке, является возвышенность Обручева, которая граничит через Курило-Камчатский желоб с Кроноцким полуостровом (см. рис. 1). В юго-восточном направлении, в сторону Тихого океана, ее продолжает система Императорских подводных гор. Скв. 192, пробуренная в западной части возвышенности Обручева в 19-м рейсе судна "Гломар Челленджер", вскрыла в основном осадочный разрез. Единственный поток лав, залегающий в его основании, представлен нижнемаастрихтскими щелочными базальтами [152]. Базальты, слагающие подводные Императорские горы, были изучены совместно с Г.П. Авдейко и Ю.В. Ванде-Кирковым в кернах скважин 432-А, 433-А, 433-С, пробуренных в 55-м рейсе "Гломара Челленджера". Эти породы, так же как и базальты возвышенности Обручева, нельзя отождествлять с плагиотолитами Кроноцкого полуострова, так как в основном они представлены субафировыми и порфировыми меланократовыми толеитами и щелочными оливиновыми базальтами, характерными для Гавайских островов [98].

Ограниченность вариаций составов толеитовых базальтов второго сейсмического слоя коры океанического типа подчеркивалась многими исследователями [24, 127, 142]. Однако уже в то время, в начале систематического изучения базальтов океанического дна, среди них выделяли высокоглиноземистые разности [10, 24]. В результате драгировок и глубоководного бурения в срединно-океанических хребтах были выделены плагиоклаз-порфировые толеитовые базальты — плагиотолиты [150]. Позднее

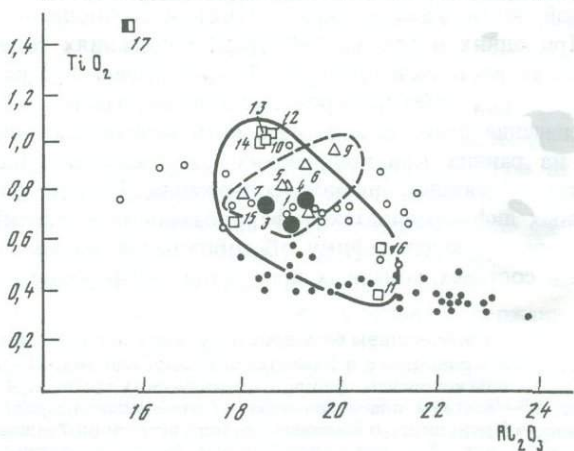
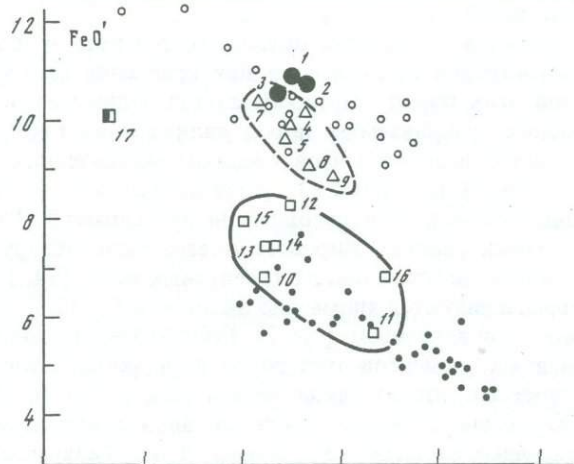
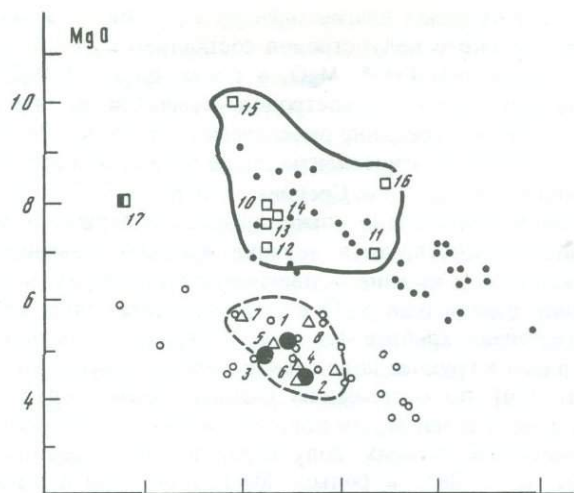
в северной части Срединно-Атлантического хребта скв. 332-В вскрыла геологический разрез с широким спектром базальтов: от оливин-порфировых до плагиоклаз-порфировых (плагиотолитов) со всеми переходными разностями [107]. Верхняя часть этого геологического разреза по составу вулканических пород напоминает разрезы восточных полуостровов Камчатки. Здесь среди морских осадков залегают только плагиотолиты [122]. Эти породы по сравнению с другими океаническими базальтами наиболее близки плагиотолитам восточных полуостровов. Данные по содержанию главных элементов в плагиотолитах срединно-океанических хребтов [21, 91, 92, 110, 122, 150] были обработаны статистически; подсчитаны средние арифметические составы плагиотолитов, стандартные отклонения от среднего арифметического и установлены пределы вариаций главных элементов в плагиотолитах. Кроме того, были использованы результаты подсчетов средних составов плагиотолитов Индийского, Атлантического и Тихого океанов [55, 81, 84]. Анализ содержаний элементов-примесей плагиотолитов дна океана сложен из-за ограниченного количества данных. В настоящее время поведение элементов-примесей наиболее полно охарактеризовано для плагиотолитов Атлантики — Срединно-Атлантического хребта [122, 153]. Элементы-примеси в меньшей степени, чем главные элементы зависят от минерального состава базальтов. Представляется правомерным в дальнейшем сравнить концентрации элементов-примесей в плагиотолитах восточных полуостровов Камчатки не только с их содержаниями в плагиотолитах Атлантики, но и с концентрациями элементов-примесей в среднем базальте океанических хребтов [21]. Точки средних составов плагиотолитов срединно-океанических хребтов и точки составов отдельных образцов плагиотолитов из скв. 332-В нанесены на серию вариационных диаграмм (рис. 37).

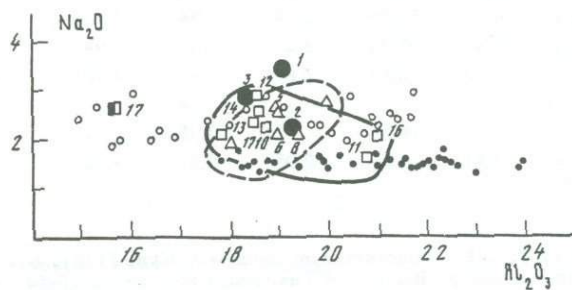
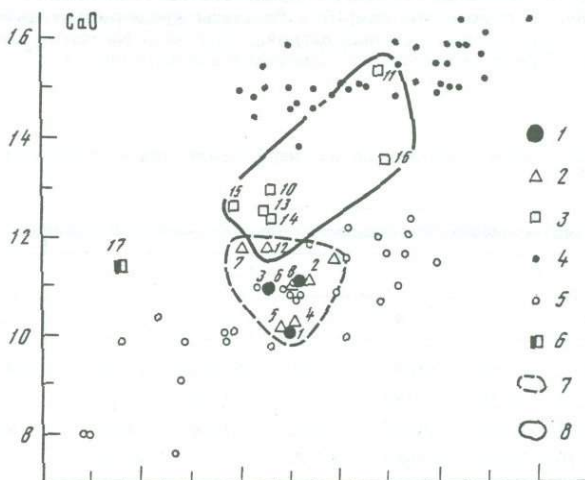
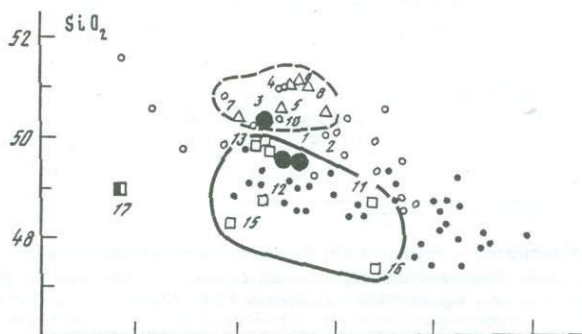
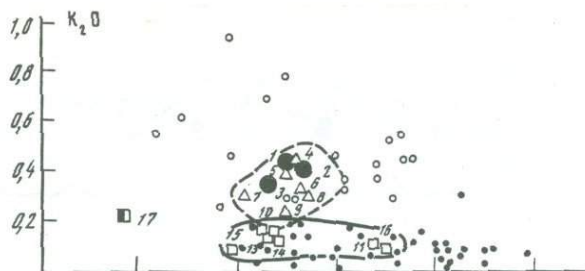
Судя по диаграммам для главных элементов, высокоглиноземистые плагиотолиты восточных полуостровов и плагиотолиты срединно-океанических хребтов отождествлять нельзя. По содержаниям TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O обе группы пород неотличимы: точки средних содержаний окислов высокоглиноземистых плагиотолитов лежат внутри вблизи полей средних составов плагиотолитов срединно-океанических хребтов. В сравниваемых группах пород наблюдается обратная корреляция между содержаниями FeO , MgO и Al_2O_3 . Несмотря на это, уровни средних содержаний FeO , MgO в обеих группах пород различны. При одинаковых концентрациях Al_2O_3 содержания MgO всегда выше, а FeO^* — ниже в океанических плагиотолитах по сравнению с плагиобазальтами восточных полуостровов. Средние содержания MgO в плагиотолитах океанов не опускаются ниже 7%, а FeO^* не поднимаются выше 8%. В некоторых плагиотолитах, вскрытых скв. 332-В, содержание MgO понижается до 4%, содержание FeO^* при этом также резко убывает до 4%. FeO/MgO -отношение в плагиотолитах океанических хребтов, как правило, близко к 1 [150] и может понижаться до 0,4 (см. табл. 14). Средние содержания MgO в плагиотолитах полуостровов не поднимаются выше 5,5%, а содержания FeO^* не опускаются ниже 9%. Содержания MgO в некоторых из тех же пород достигают 6,4%, а количество FeO^* может опускаться до 8,0% (см. табл. 14). Отношение FeO^*/MgO в некоторых плагиотолитах полуостровов может понижаться до 1,6, средние значения FeO^*/MgO -отношения

в меловых и палеогеновых плагиотолитах Кроноцкого и эоценовых плагиотолитах Камчатского полуостровов составляют 2,0, 2,31 и 2,14. Таким образом, по содержанию FeO^* , MgO , а также по FeO^*/MgO -отношениям плагиотолиты восточных полуостровов Камчатки не имеют аналогов среди плагиотолитов срединно-океанических хребтов. По содержаниям CaO и K_2O камчатские плагиотолиты также отличаются от плагиотолитов срединно-океанических хребтов. Средние содержания CaO в плагиотолитах полуостровов значительно ниже средних содержаний этого окисла в плагиотолитах хребтов, хотя верхние пределы вариаций содержаний CaO плагиобазальтов и нижние — плагиотолитов незначительно перекрываются. Средние содержания K_2O в плагиотолитах полуостровов выше, чем в плагиотолитах хребтов (см. рис. 38), хотя вариации содержания этого окисла в обеих группах пород также перекрываются. Средний океанический толеит [24] по содержанию главных элементов в еще большей степени, чем плагиотолиты срединно-океанических хребтов, отличается от плагиотолитов восточных полуостровов. Он содержит значительно меньше Al_2O_3 , K_2O , SiO_2 и больше MgO , TiO_2 , чем плагиобазальты полуостровов (см. рис. 37).

Коренные различия в составах океанических толеитов и плагиотолитов восточных полуостровов вскрываются при сравнении высокожелезистых дифференциатов этих пород — ферробазальтов. Одним из основных критериев разделения сравниваемых пород являются их FeO^*/MgO -отношения. В большинстве плагиотолитов срединно-океанических хребтов они, как правило, близки 1 (см. табл. 13), в среднем океаническом толите равны 1,4, а в большинстве базальтов дна океана не превышают 2 [140]. В последнее время в разных районах Мирового океана были обнаружены ферробазальты — крайние дифференциаты толеитовых магм [54, 104, 106, 127; и др.]. Они характеризуются аномально высокими ($> 12\%$) содержаниями FeO^* и значительной величиной (> 2) FeO^*/MgO -отношений. Сравнение некоторых главных элементов этих пород и ферробазальтов Кроноцкого полуострова показало, что их также нельзя отождествлять. На диаграмму $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{TiO}_2$ были нанесены точки составов предположительно первичных и остаточных расплавов хр. Хуан-де-Фука, Галапагосского поднятия, восточной части Тихого океана [106] и Кроноцкого полуострова (рис. 38). При одних и тех же FeO^*/MgO -отношениях содержание TiO_2 в ферробазальтах восточной части дна Тихого океана в 2 раза выше, чем в ферробазальтовых стеклах Кроноцкого полуострова. Такое низкое ($< 1,5\%$) значение этого окисла нельзя объяснить удалением какой-нибудь одной из ранних кристаллических фаз, реально существующих в плагиотолитах. Очевидно, низкое содержание TiO_2 в плагиотолитах и их остаточных дифференциатах — ферробазальтах — характеризует первичную геохимическую специфику обособившейся магмы. Принципиальное различие в составах конечных продуктов дифференциации сравниваемых

Рис. 37. Средние химические составы базальтов островных дуг и океанических хребтов
 1 — плагиотолиты Кроноцкого и Камчатского полуостровов; 2 — плагиотолиты островных дуг; 3 — плагиотолиты срединно-океанических хребтов; 4 — плагиотолиты скв. 332-B; 5 — составы плагиотолитов из отдельных покровов порфировых долеритов из силлов Кроноцкого и Камчатского полуостровов; 7 — плагиотолитовые базальты островных дуг; 8 — плагиопорфировые базальты срединно-океанических хребтов; номера анализов на рисунке соответствуют их номерам в табл. 14





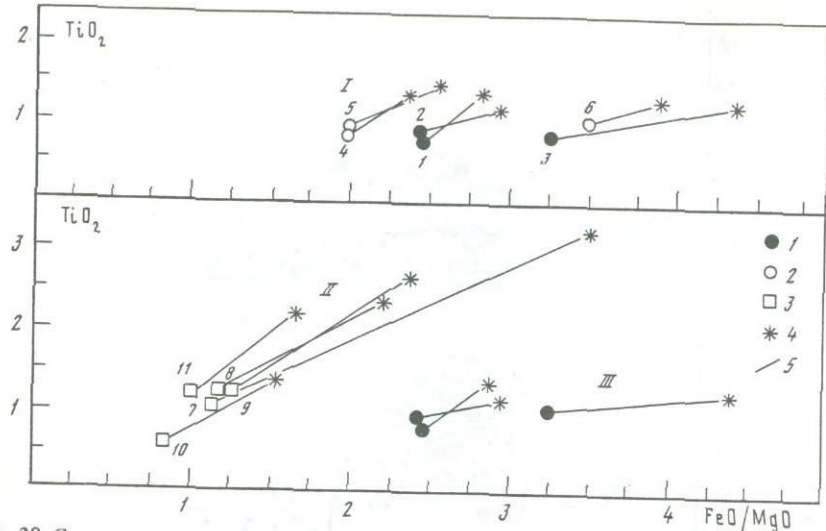


Рис. 38. Составы вулканитов островных дуг и срединно-океанических хребтов
 1 — средние составы базальтоидов, кроноцкая серия; 2 — средние составы базальтоидов, регион Изу-Хаконе, подсчитано по данным Куно [128]; 3 — составы исходных расплавов толеитов срединно-океанических хребтов [106]; 4 — составы остаточных магм; 5 — линия, соединяющая составы исходных и остаточных магм; I — базальтоиды р-на Изу-Хаконе, Восточная Япония; II — базальты срединно-океанических хребтов; III — базальтоиды Кроноцкого полуострова, Восточная Камчатка. Цифры около точек составов на рисунке соответствуют номерам анализов в табл. 13

Таблица 15

Средний состав базальтов и продуктов их дифференциации в различных структурах земной коры

Окислы	Вулканиты высокоглиноземистой плагиотолентовой серии						Вулканиты	
	1		2		3		4	
	a	б	a	б	a	б	a	б
SiO ₂	49,33	51,68	50,92	53,59	54,08	57,40	49,26	52,05
TiO ₂	0,78	1,38	0,87	1,22	1,14	1,26	0,90	1,35
Al ₂ O ₃	21,31	13,71	20,02	14,83	14,98	14,53	19,80	14,20
FeO*	9,40	15,10	9,58	13,41	12,92	12,80	9,84	13,88
MgO	3,86	5,38	3,94	4,55	3,96	2,95	5,00	5,95
CaO	11,97	9,73	11,26	9,34	7,94	7,01	12,73	10,85
Na ₂ O	2,30	2,44	2,05	2,40	3,07	2,94	1,63	1,95
K ₂ O	0,52	0,64	0,66	0,69	0,80	1,10	0,31	0,40
MnO	0,16	—	0,17	—	0,24	—	0,24	—
P ₂ O ₅	0,06	—	0,16	—	0,36	—	0,11	—
FeO*/MgO	2,44	2,81	2,43	2,95	3,27	4,33	1,97	2,37
Количество анализов	3		2		1		2	

Примечание: 4, 5 — подсчитано по данным Х. Куно [128]; 6–8 — Галопagosский раздвигающийся центр, Восточный Тихоокеанский рифт, хребт Хуан-де-Фука

мых магм состоит еще и в том, что толеитовые базальты дна океана при самых высоких (> 3) FeO*/MgO-отношениях, характеризующих крайнюю степень продвинутой кристаллизационной дифференциации, эволюционируют по содержанию SiO₂ только до ферробазальтов, а среди дериватов Кроноцкого полуострова даже при более низких отношениях FeO/MgO наблюдаются ферробазальты, ферроандезитобазальты и ферроандезиты (табл. 15).

Таким образом, мы приходим к выводу, что высокоглиноземистые плагиотолемы и ферробазальты восточных полуостровов Камчатки по содержанию главных элементов отождествлять с толеитами срединно-океанических хребтов нельзя.

СРАВНИТЕЛЬНЫЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВЫСОКЛИНОЗЕМИСТЫХ ПЛАГИОТОЛЕИТОВ ВОСТОЧНЫХ ПОЛУОСТРОВОВ КАМЧАТКИ И ПЛАГИОТОЛЕИТОВ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Геологическое положение плагиотолемитов восточных полуостровов Камчатки (принадлежность к островодужным структурам), их слабая дифференцированность (присутствие среди магматических образований преимущественно основных членов) и современное приокеаническое положение позволяют предполагать, что эти породы являются продуктами раннего островодужного вулканизма. Вероятно, их наиболее близкие четвертичные и современные аналоги по химизму и минеральному

пиконитовой серии		Толеитовые базальты восточной части Тихого океана					
5		6		7		8	
a	б	a	б	a	б	a	б
51,82	54,36	50,37	50,49	50,91	50,91	50,31	49,96
0,98	1,42	1,09	3,13	1,22	2,43	1,24	2,69
19,73	13,98	15,99	11,97	15,27	13,24	16,50	13,22
9,48	13,54	8,97	16,97	8,99	13,43	8,99	14,49
4,69	5,18	8,00	4,82	7,77	6,10	7,46	6,08
10,79	8,08	12,84	9,69	13,08	10,49	12,55	10,27
2,16	2,38	2,45	2,51	2,42	2,80	2,56	2,77
0,35	0,45	0,07	0,16	0,09	0,15	0,13	0,16
0,20	—	0,15	—	0,17	0,20	0,18	0,24
0,13	0,20	0,07	0,26	0,08	0,25	0,09	0,24
2,02	2,61	1,12	3,52	1,16	2,20	1,21	2,38

[106]; a — валовый химический состав породы; б — состав основной массы породы. Остальные обозначения см. в табл. 7.

составу — толеиты выдвинутых в сторону океана островных дуг Южно-Сандвичевой, Тонга—Кермадек, Идзу-Бонинской и других, которые также находятся на ранней стадии развития [99, 124, 140]. Для сравнения плагиотолеитов восточных полуостровов Камчатки с островодужными толеитами в последних были подсчитаны средние арифметические содержания главных элементов и элементов-примесей. Данные по их химизму были взяты из обзорных работ [113, 120, 128]. Кроме того, были использованы результаты других исследований: многочисленные подсчитанные средние содержания и пределы вариаций содержаний главных и редких элементов. Было установлено, что по петрографической характеристике меловые и палеогеновые высокоглиноземистые плагиотолеиты восточных полуостровов Камчатки близки четвертичным и современным толеитовым базальтам островных дуг Тонга, Кермадек, Южно-Сандвичевой, Курильской, а также толеитовым базальтам более зрелых структур: Восточной Японии и Восточной Камчатки. Такие типичные черты минерального состава плагиобазальтов восточных полуостровов Камчатки, как резкое преобладание высококальциевого плагиоклаза над темноцветными минералами и поздняя кристаллизация магнетита, относятся к наиболее характерным особенностям толеитовых базальтов названных районов [28, 58, 99, 113, 118, 823]. К сожалению, не во всех работах приведены модальные составы вулканитов. В большинстве исследований дана лишь качественная петрографическая характеристика пород. Там, где приводятся количественно-минеральные подсчеты, фиксируется близость соотношений между темноцветными минералами и плагиоклазом в плагиотолеитах полуостровов Камчатки и толеитах островных дуг. Результаты количественно-минеральных подсчетов толеитовых базальтов региона Изу—Хаконе, по данным Х. Куно [132], о-ва Виндикейшен, Южно-Сандвичевой дуги [82] и дуги Кермадек [113], нанесенные на тройную диаграмму модальных составов, свидетельствуют о сходстве этих пород с плагиотолеитами восточных полуостровов (рис. 39). Как и в плагиотолеитах, модальные составы указанных островодужных толеитов варьируют преимущественно вдоль одной стороны треугольной диаграммы: "плагиоклаз—основная масса". Порфиновые толеитовые базальты рассматриваемых островных дуг также можно отнести к плагиобазальтам, если использовать классификацию А.Н. Заварицкого [2], или к плагиотолеитам, по номенклатуре Шидо и его соавторов [150]. В дальнейшем плагиоклаз-порфиновые толеитовые базальты сравниваемых островных дуг мы будем называть плагиотолеитами. Характерной чертой островодужных плагиотолеитов является обогащение клинопироксенов и оливинов железом на поздних стадиях кристаллизации [82, 118, 128]. Клинопироксен палеогеновых плагиобазальтов и ферробазальтов Кроноцкого полуострова эволюционирует от авгитов до субкальциевых ферроавгитов и от авгитов до ферроавгитов, а оливины — от хризолитов до гортонолитов (см. выше). Наиболее характерные петрографические и минералогические черты плагиотолеитов восточных полуостровов Камчатки присущи плагиотолеитам вышеназванных островных дуг.

Сравнение содержаний главных элементов в плагиотолеитах восточных полуостровов Камчатки и островных дуг также свидетельствует о родственности этих пород. На всех вариационных диаграммах средние соста-

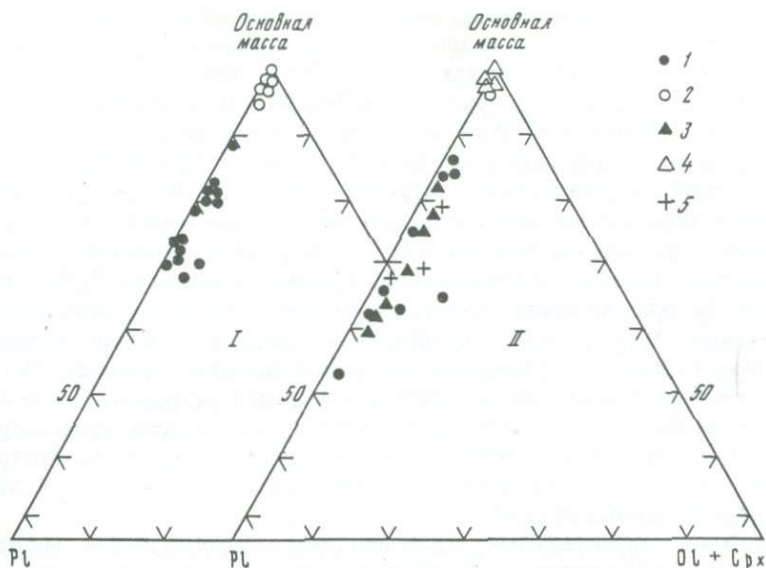


Рис. 39. Средние модальные составы базальтов восточных полуостровов Камчатки и толеитовых базальтов некоторых островных дуг

1 — покровы и потоки лав, кроноцкая серия; 2 — потоки лав, свита мыса Каменистого и баклановская свита; 3 — дуга Кермадек, данные [113]; 4 — регион Изу-Хаконе, Восточная Япония [128]; 5 — о-ва Виндикейшен, Южно-Сандвичева дуга [82]

вы плагиотолентов полуостровов всегда ложатся в эмпирические поля средних составов островодужных плагиотолентов (см. рис. 37). Исключение составляют средние содержания SiO_2 и FeO^* . На диаграмме Al_2O_3 — SiO_2 точки средних составов плагиотолентов Кроноцкого полуострова располагаются ниже поля островодужных толеитов, а на диаграмме Al_2O_3 — FeO — ложатся выше этого поля. Эти отличия незначительны, они свидетельствуют только о меньшей степени дифференцированности Кроноцких плагиобазальтов по сравнению с островодужными толеитами. Пределы вариаций SiO_2 и FeO^* в сравниваемых группах пород полностью перекрываются, а отдельные содержания SiO_2 в плагиотолентах региона Изу-Хаконе даже ниже, чем в плагиотолентах Кроноцкого полуострова (см. табл. 14, № 6). В то же время эти отличия не связаны со слабой представительностью опубликованных данных по островодужным плагиотолентам. На более высокие содержания SiO_2 в островодужных толеитах по сравнению с толеитами дна океана как на характерный классификационный признак указывали многие исследователи [124, 140; и др.]. Содержания SiO_2 в Кроноцких плагиобазальтах близки таковым в толеитах дна океана.

Плагиотоленты полуостровов Камчатки, так же как и островодужные, по нормативному составу относятся к кварцевым толеитам и отличаются от среднемирового кварцевого толеита [135] обогащением Al_2O_3 и CaO и обеднением TiO_2 и MgO . Средние содержания Al_2O_3 в плагиотолентах полуостровов и большинство островодужных плагиотолентов близки к 19%. Исключение составляют лавы дуги Кермадек ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 18\%$). Эти

различия в содержании Al_2O_3 , так же как и в содержании SiO_2 , несущественны. Вариации Al_2O_3 в плагиобазальтах Кермадек, плагиобазальтах полуостровов и плагиотолитах региона Изу–Хаконе полностью перекрываются (см. табл. 14). Средние содержания TiO_2 в плагиобазальтах восточных полуостровов Камчатки и толеитах сравниваемых островных дуг близки к 0,8. Совпадают даже пределы вариаций TiO_2 в плагиотолитах полуостровов и дуги Кермадек, где они варьируют от 0,5 до 1, а в плагиотолитах Изу–Хаконе достигают 1,4%. По данным Пирса и Канна [144], подобные средние содержания TiO_2 (0,65–1,11%) характерны для низкокалиевых толеитов островных дуг. Средние содержания MgO в сравниваемых породах меняются в узких пределах от 4,7 до 5,7. Максимальные содержания MgO (8–9%), выходящие за пределы вариаций содержаний отдельных окислов, наблюдаются только в толеитах Кермадек. По средним FeO^*/MgO -отношениям плагиотолиты полуостровов и островных дуг также близки. Для сравниваемых групп пород характерны широкие вариации отношений FeO^*/MgO . Среди плагиотолитов полуостровов максимальные пределы этого отношения составляют 2–3,4, а в плагиотолитах островных дуг 1,55–3,7.

Наиболее характерными особенностями плагиотолитов восточных полуостровов Камчатки, позволяющими считать их однотипными с островодужными плагиотолитами, являются низкие ($< 0,6\%$) содержания K_2O . В неизмененных палеогеновых плагиотолитах Кроноцкого полуострова его содержание варьирует от 0,2 до 0,6. В островодужных плагиотолитах средние содержания K_2O сопоставимы с его содержаниями в плагиобазальтах восточных полуостровов; сопоставимы и вариации его содержания: в регионе Изу–Хаконе они варьируют от 0,24 до 0,44, в дуге Кермадек — от 0,12 до 0,52. По данным Пирса и Канна, такие же узкие (0,07–0,43) вариации средних содержаний K_2O характерны для низкокалиевых толеитов Тихоокеанских островных дуг [144].

Резюмируя, можно считать, что по петрографической и петрохимической характеристикам палеогеновые плагиотолиты восточных полуостровов Камчатки являются палеоаналогами четвертичных и современных островодужных плагиотолитов.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПЛАГИТОЛИТОВ ВОСТОЧНЫХ ПОЛУОСТРОВОВ КАМЧАТКИ, ТОЛЕИТОВ ОСТРОВНЫХ ДУГ И СРЕДИННО- ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ

Анализ элементов-примесей плагиотолитов полуостровов в еще большей степени подчеркивает их сходство с плагиотолитами островных дуг и различия с подобными породами срединно-океанических хребтов. Наиболее яркая черта химизма островодужных толеитов — низкие содержания литофильных элементов K, Rb, Ba, Sr, Zr, Hf, а также низкие суммы РЗЭ и близкие к "хондритовым" модели их распределения. Как отмечали многие исследователи, по содержанию этих элементов островодужные толеиты ближе к абиссальным толеитам, чем к континентальным или островодужным щелочным и известково-щелочным породам [124, 144,

145; и др.]. В то же время при равных с абиссальными толеитами K/Rb-La/Yb-отношениях толеиты островных дуг при любых содержаниях SiO₂ резко обеднены MgO, Ni, Cr и обогащены K, Rb, Ba, Sr, Cs [124]. Эти особенности химизма островных дуг отчетливо выражены в плагиотолитах восточных полуостровов Камчатки.

Средние концентрации Rb в плагиотолитах Кроноцкого полуострова близки его содержаниям в островодужных плагиотолитах и выше, чем в плагиотолитах океанических хребтов (табл. 16). Пределы вариаций содержаний Rb в палеогеновых плагиотолитах Кроноцкого полуострова (3–9 г/т), в плагиотолитах Южно-Сандвичевой дуги (2–14 г/т) и в плагиотолитах дуги Кермадек (1,3–11 г/т) также близки. По данным Пирса, в низкокалиевых островодужных толеитах наблюдаются более узкие (1–7 г/т) вариации содержаний Rb [153]. Средние содержания Rb в плагиотолитах Атлантики и среднем океаническом толите в 2 раза ниже его содержаний в плагиотолитах Кроноцкого полуострова. Пределы концентраций Rb в толеитах Атлантики составляют 0,9–5 г/т. Похожие (0,44–6,4 г/т) вариации Rb в базальтах дна океана приводит Харт [85]; см. табл. 2). Таким образом, нижние пределы концентраций Rb в плагиотолитах Кроноцкого полуострова и островодужных плагиотолитах и верхние — в толеитах срединно-океанических хребтов перекрываются. Однако содержания Rb в большинстве плагиобазальтов Кроноцкого полуострова, как и в островодужных плагиотолитах, выше, чем в толеитах срединно-океанических хребтов.

По концентрациям Ba и Sr плагиотолиты восточных полуостровов Камчатки являются аналогами островодужных плагиотолитов и отличаются от толеитов океанических хребтов.

Средние содержания Ba в меловых и палеогеновых плагиотолитах Кроноцкого (60 и 80 г/т) и эоценовых плагиотолитах Камчатского (70 г/т) полуостровов наиболее близки его средним содержаниям в островодужных плагиотолитах (75–118 г/т). Исключение составляют высокие (270 г/т) содержания Ba в плагиотолитах восточной вулканической зоны Камчатки (см. табл. 16). Пределы вариаций содержаний Ba в палеогеновых плагиотолитах Кроноцкого полуострова (20–100 г/т), в плагиотолитах дуги Кермадек (40–165 г/т) и Южно-Сандвичевой дуги (50–132 г/т) перекрываются (см. табл. 16). Наиболее характерное содержание Ba в островодужных толеитах составляет 75 г/т [125] (см. табл. 16, № 9), его вариации — 50–150 г/т [124]. Средние содержания Ba в плагиотолитах Атлантики (30 г/т) и в среднем базальте океанических хребтов (23 г/т) значительно ниже, чем в плагиотолитах полуостровов и островных дуг. Максимальные вариации содержаний Ba в плагиотолитах Атлантики (6–50 г/т) только частично перекрываются минимальными содержаниями Ba в плагиотолитах восточных полуостровов и плагиотолитах островных дуг. Очевидно, что содержание Ba в плагиотолитах восточных полуостровов и островных дуг близко и примерно в 2 раза выше его содержаний в плагиотолитах Атлантики и среднем базальте океанических хребтов.

По данным Пирса и Канны, наиболее характерное содержание Sr в низкокалиевых толеитах островных дуг составляет 210 г/т [144], а по данным Якеша и Уайта — 200 г/т [126].

Средние содержания Sr в меловых и палеогеновых плагиотолитах

Таблица 16

Среднее содержание некоторых главных и редких элементов в плагиотолитах восточных полуостровов Камчатки, островных дуг и срединно-океанических хребтов

Оксиды и элементы	Восточные полуострова Камчатки			Островные дуги		
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	49,64	50,60	50,64	51,09	50,69	51,36
Al ₂ O ₃	18,95	19,00	18,41	19,06	18,94	19,20
K ₂ O	0,38	0,50	0,53	0,47	0,43	0,33
Rb	4 (8) 2-4	5,0 (19) 3-9	—	5,7	5,0	—
Ba	60 (26) 10-140	90 (31) 20-100	70 (15) 20-110	104	270	110
Sr	250 (18) 140-320	200 (26) 80-270	220 (8) 120-270	440	350	210
Cr	35 (19) 10-60	40 (31) 10-60	30 (16) 10-35	30	28	40
V	325 (23) 250-400	350 (23) 190-480	220 (18) 180-260	360	350	450
Ni	30 (24) 14-40	30 (23) 20-50	20 (15) 10-50	25	30	20
Co	40 (32) 20-45	40 (35) 20-50	30 (16) 25-40	30	30	30
Zr	39 (11) 35-50	45 (14) 30-50	—	81 (9)	—	50
K/Rb	950	800	—	580	650	—
Ba/Sr	0,23	0,42	0,46	0,2	0,8	0,5
Rb/Sr	0,02	0,02	—	0,01	0,01	—
Ni/Co	0,75	0,78	0,68	0,7	0,9	0,4
V/Ni	12	12	9,9	14	11	32
V/Cr	9,3	10,0	8,0	12	12,5	10,7
Количество анализов				23	69	12

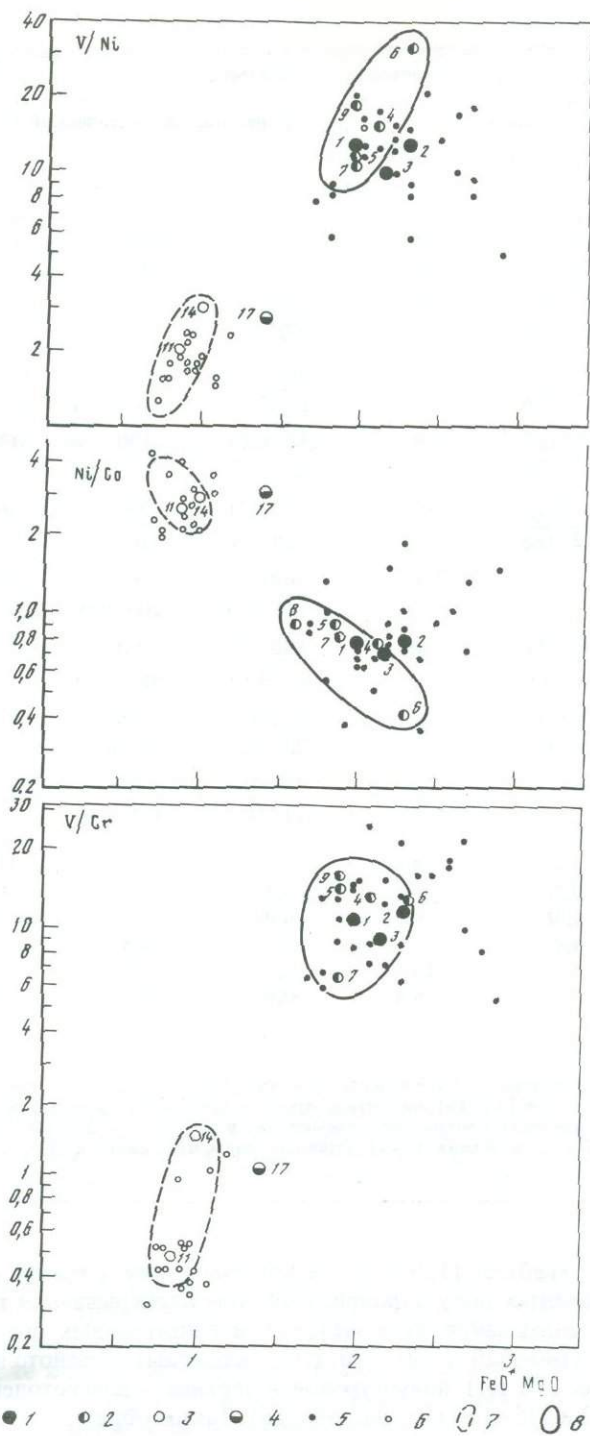
Примечание. 1-3 — свита мыса Каменистого, Кроноцкая серия и баклановская свита соответственно; 4,5 — Курило-Камчатская зона; 4 — Большая Курильская гряда [42], 5 — Восточная вулканическая зона Камчатки [43]; 6 — Восточная Япония [148]; 7 — дуга Кермадек [113]; 8 — Южно-Сандвичева [88, 120]; 9* — низкокальциевый базальт, островной толеит [126]; 11 — Срединно-Атлантический хребет [121]; 14 —

Кроноцкого (250 и 200 г/т) и эоценовых плагиотолитах Камчатского (200 г/т) полуостровов наиболее близкие к его средним концентрациям в островодужных плагиотолитах (440 г/т, табл. 16) [110]. Пирс и Канн [144] дают те же пределы вариаций средних содержаний Sr в низкокальциевых толеитах Тихоокеанских островных дуг (127-344 г/т). Средние содержания Sr в плагиотолитах Атлантики (105 и 120 г/т) и среднем базальте

Островные дуги			Срединно-Атлантический хребет		
7	8	9*	11	14	17**
50,51	51,22	51,58	48,74	40,90	49,96
18,04	19,36	15,90	20,77	18,63	15,67
0,29	0,29	0,44	0,10	0,15	0,23
5,9 (18) 1,2-11	6,5 (7) 1,7-14	5,0	2,6 (10) 0,9-5,0	—	1,6 (43)
100	75 (15)	75	30 (20)	9	23 (88)
40-165	50-130		6-50	6-10	
215	110 (15)	200	105 (20)	120	130 (100)
130-300	90-153		80-142	115-130	
60	60 (21)	50	350 (21)	280	303 (88)
14-260	12-165		230-550	270-300	
320	—	270	160 (11)	302	314 (91)
240-440			115-250	200-315	
30	30 (21)	30	100 (30)	110	114 (116)
10-60	10-80		80-120	95-140	
40	30 (9)	—	40 (9)	40	42 (87)
30-50	20-60		20-56	30-40	
30	40 (12)*	—	33 (9)	126	92*** (72)
			14-56	115-140	
407	360	7400	320	—	1120
0,5	0,7	0,4	0,3	—	0,18
0,03	0,06	0,03	0,02	—	0,01
0,8	0,9	—	2,5	2,8	2,7
11	—	10	1,6	2,8	2,7
5,1	—	5,4	0,45	1,1	1,0
19	—	—	—	—	5

плагиотолит Срединно-Атлантического хребта [150, 159]; 17** — средний базальт океанических хребтов [21, 24]; числитель дроби — среднее арифметическое элементов, знаменатель — пределы содержаний элементов, в скобках — количество анализов; *** — данные Пирса и Канна [144]. Главные элементы даны в %, редкие — в г/т.

океанических хребтов (130 г/т) значительно ниже средних содержаний Sr в плагиотолитах полуостровов. При этом перекрываются только нижние пределы содержаний Sr в меловых и палеогеновых плагиотолитах Кроноцкого (140-320 и 80-270 г/т), эоценовых плагиотолитах Камчатского (120-270 г/т) полуостровов и верхние — плагиотолитах Атлантики (80-142 и 115-130 г/т; см. табл. 16). Таким образом, по содержанию



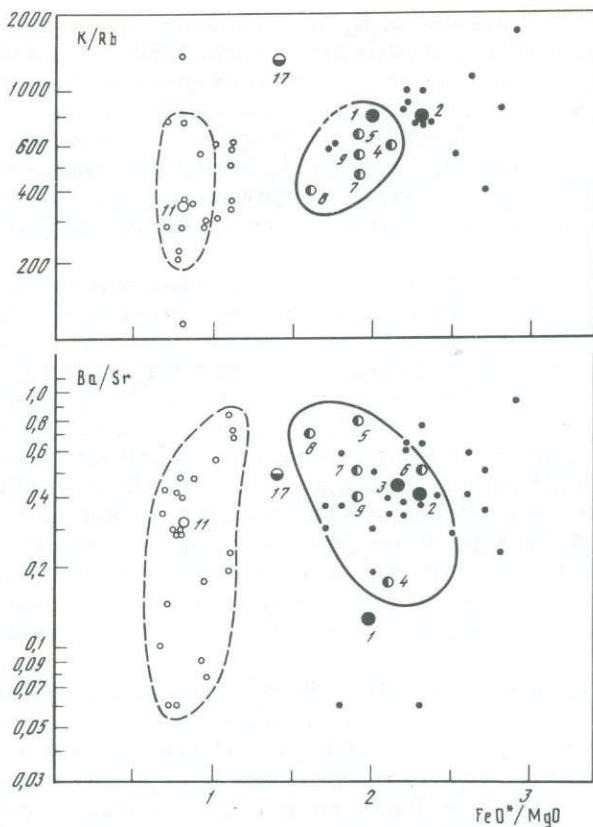


Рис. 40. Соотношения химизма плагиотолитов восточных полуостровов Камчатки, островных дуг и срединно-океанических хребтов

1 — высокоглиноземистые плагиотолиты восточных полуостровов Камчатки; 2 — плагиопорфировые толеиты островных дуг; 3 — плагиотолиты срединно-океанических хребтов; 4 — средний океанический толеит; 5 — средние составы базальтов из отдельных покровов и силлов восточных полуостровов Камчатки; 6 — плагиопорфировые базальты, скв. 332-В [122]; 7 — плагиопорфировые толеитовые базальты океанических хребтов; 8 — плагиопорфировые толеитовые базальты островных дуг. Номера точек на рисунках соответствуют номерам анализов в табл. 16.

Sr плагиотолиты восточных полуостровов Камчатки представляют собой аналоги островодужных толеитов и значительно отличаются от толеитов срединно-океанических хребтов.

Отношения K/Rb в плагиотолитах Кроноцкого полуострова близки таковым в плагиотолитах островных дуг и срединно-океанических хребтов. Для сравниваемых пород характерны широкие вариации K/Rb-отношений: в неизмененных плагиотолитах Кроноцкого полуострова — 300–1600, а в дуге Кермадек — от 300 до 1000 [112]. На широкие вариации K/Rb-отношений в низкокалиевых толеитах островных дуг указывают и другие исследователи: 170–2000 [143] и 240–1100 [145]. Средние отно-

шения K/Rb в плагиотолитах Кроноцкого полуострова несколько выше, чем в плагиотолитах островных дуг. Средние K/Rb-отношения в плагиотолитах Атлантики составляют 320, при его вариациях от 200 до 1200 (см. рис. 41), а в среднем базальте срединно-океанических хребтов — 1120. На широкие (350–1350) вариации K/Rb-отношений в неизменных базальтах дна океана указывает Харт [82]. Хорошей иллюстрацией близости отношений K/Rb в плагиотолитах островных дуг, Атлантики и плагиотолитах Кроноцкого полуострова служит диаграмма $FeO^*/MgO-K/Rb$ (рис. 40).

Средние величины отношений Rb/Sr в плагиотолитах восточных полуостровов Камчатки близки таковым в плагиотолитах островных дуг, Атлантики и толеитах океанических хребтов (см. табл. 16). Отношения Rb/Sr в плагиотолитах восточных полуостровов Камчатки (0,02), плагиотолитах Атлантики (0,02) и толеитах хребтов (0,01) почти идентичны, а в островодужных плагиотолитах варьируют от 0,01 до 0,06. На подобные (0,01–0,06) вариации Rb/Sr-отношений в низкокальциевых толеитах островных дуг указывали и другие исследователи [145]. Величины Ba/Sr-отношений в плагиотолитах восточных полуостровов и плагиотолитах Атлантики изменяются более значительно. Это хорошо иллюстрируется на графике $FeO^*/MgO-Ba/Sr$: несмотря на одинаковые вариации Ba/Sr в плагиотолитах полуостровов и океанических хребтов, точки плагиотолитов полуостровов Камчатки все же располагаются в поле островодужных плагиотолитов.

Величины средних отношений K/Rb, Ba/Sr и Rb/Sr, а также их вариации в плагиотолитах восточных полуостровов близки таковым в плагиотолитах Атлантики, среднем базальте океанических хребтов и островодужных плагиотолитах. При этом содержания K, Rb, Ba, Sr в плагиотолитах восточных полуостровов Камчатки и плагиотолитах островных дуг в 2 раза выше содержаний этих элементов в плагиотолитах Атлантики и среднем базальте океанических хребтов. На более высокие содержания K, Rb, Ba, Sr, Cs и Rb в островодужных толеитах по сравнению с абиссальными толеитами при равных значениях K/Rb- и La/Yb-отношений в сравниваемых группах пород указывали и другие исследователи [124]. Пропорциональное возрастание концентраций K и Rb, Ba и Sr, Rb и Sr в плагиотолитах полуостровов и островных дуг по сравнению с толеитами океанических хребтов затушевывает различия геохимической специфики сравниваемых пород. Очевидно, отношения этих литофильных элементов нельзя использовать для разграничения островодужных и океанических базальтов, хотя их отношения и дают более правильное представление о геохимической специфике базальтов, так как низкие содержания литофильных элементов, определенные разными методиками, могут значительно варьировать.

По содержаниям Zr плагиотолиты Кроноцкого полуострова нельзя отождествлять с плагиотолитами океанических хребтов. Средние содержания Zr в меловых и палеогеновых плагиотолитах Кроноцкого полуострова составляют 40 и 45 г/т при максимальных пределах его содержаний 30–50 г/т (см. табл. 16); в плагиотолитах Атлантики они варьируют от 33 до 126 г/т, а в среднем базальте океанических хребтов составляют 90 г/т. Такие же высокие (80–90 г/т) содержания Zr в большинстве океанических

толеитов приводятся в других публикациях [56, 144, 145]. При этом, как и в толеитах Атлантики, в толеитах других частей океана содержания Zr значительно варьируют: 44–150 г/т [56] и 64–129 г/т [144]. Очевидно, что нижние пределы вариаций содержаний Zr в толеитах дна океана и верхние – в плагиобазальтах восточных полуостровов Камчатки перекрываются. Средние содержания Zr в плагиобазальтах восточных полуостровов в 2 раза ниже таковых в толеитах океанических хребтов. По содержаниям Zr плагиобазальты Кроноцкого полуострова близки большинству плагиотолеитов островных дуг. По данным Пирса и Канны, для низкокалиевых островодужных толеитов также характерны низкие средние содержания Zr (52 г/т) и небольшие (33–68 г/т) вариации его содержания [144]. Как отмечено в некоторых работах, Zr/Hf-отношения в вулканитах островных дуг меняются незначительно и остаются в пределах 30–40, с небольшими отклонениями [56]. Zr/Hf-отношения в меловых и палеогеновых базальтах Кроноцкого полуострова аналогичны таковым в базальтах островных дуг и варьируют от 26 до 35 (см. табл. 7,9). Наиболее яркой чертой химизма низкокалиевых островодужных толеитов являются низкие по сравнению с толеитами океанических хребтов содержания Zr, Hf, U, Th и более высокие содержания таких литофильных элементов, как K, Rb, Ba, Sr [145]. Эти характерные особенности островодужных толеитов в полной мере присущи плагиобазальтам восточных полуостровов Камчатки (рис. 41).

Островодужная геохимическая специфика высокоглиноземистых плагиотолеитов восточных полуостровов Камчатки отчетливо проявляется при сравнении элементов группы железа Ni, Co, Cr и V в плагиобазальтах полуостровов, островных дуг и океанических хребтов.

По содержаниям Ni и Co плагиотолеиты полуостровов Камчатки и островных дуг почти идентичны. В меловых и палеогеновых плагиотолеитах Кроноцкого и эоценовых плагиотолеитах Камчатского полуостровов средние концентрации этих элементов составляют (г/т): Ni – 27, 29 и 21; Co – 37, 37 и 31. В плагиотолеитах островных дуг средние концентрации Ni варьируют от 14 до 32 г/т, а средние содержания Co – от 30 до 36 г/т (см. табл. 16). При этом вариации отдельных содержаний Ni и Co в сравниваемых группах пород полностью перекрываются. Сходные содержания Ni (30 г/т) и его вариации (0–30 г/т) в островодужных толеитах приводят и другие исследователи [124, 126]. Средние отношения Ni/Co в плагиобазальтах и плагиотолеитах также близки; в сравниваемых группах пород они меньше 1. В то же время средние содержания Ni в плагиотолеитах полуостровов в 2 раза ниже, чем в плагиотолеитах Атлантики и среднем базальте океанических хребтов (см. табл. 16). Даже пределы содержаний вариаций Ni (80–121 и 95–140 г/т) в плагиотолеитах Атлантики и восточных полуостровов (15–40; 15–50; 10–50 г/т) нигде не перекрываются. По содержанию Co плагиотолеиты полуостровов Камчатки (40, 40 и 30 г/т) и океанических хребтов (40 и 40 г/т), а также средний базальт океанических хребтов (42 г/т) не отличаются.

Хорошей иллюстрацией островодужной геохимической специфики плагиотолеитов восточных полуостровов служит диаграмма FeO*/MgO–Ni/Co. Здесь плагиотолеиты полуостровов располагаются в поле составов основных дуг, четко отличаясь от плагиотолеитов Атлантики и среднего

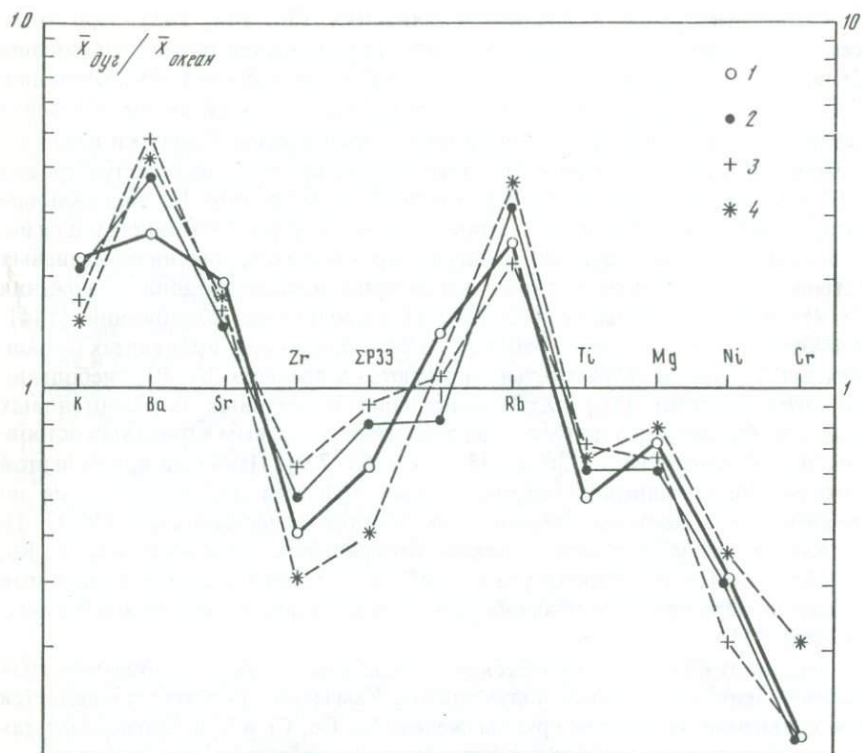


Рис. 41. Распределение некоторых главных и редких элементов в плагиотолитах Камчатки и некоторых островных дуг

1, 2 — Кроноцкий полуостров: 1 — свита мыса Каменистого, 2 — кроноцкая серия; 3 — средний островодужный толеит Японии [137, 148]; 4 — о-в Рауль, островная дуга Кермадек [113]. По оси абсцисс — содержание некоторых элементов в среднем океаническом толите [21], принятое за единицу, по оси ординат. $\bar{x}_{\text{дуг}}/\bar{x}_{\text{океан}}$ — отношение среднего содержания элемента в островодужном толите к содержанию элемента в среднем океаническом толите

базальта океанических хребтов (см. рис. 40). Отношение Ni/Co в плагиобазальтах полуостровов не превышает 1,9, а плагиотолитах Атлантики оно варьирует от 1,9 до 4,8. На подобные вариации Ni/Co-отношений в толеитовых базальтах океанических бассейнов (1,9–5,2) указывает Ингерсон [121].

По средним содержаниям V меловые и палеогеновые плагиотолиты Кроноцкого (325 и 350 г/т) и эоценовые плагиотолиты Камчатского (207 г/т) полуостровов, островодужные плагиотолиты (270–450 г/т), плагиотолиты Атлантики (160 и 302 г/т) и средний базальт океанических хребтов (314 г/т) близки. При этом пределы вариаций концентраций V сравниваемых пород перекрываются (см. ниже табл. 17).

По средним содержаниям Cr меловые и палеогеновые плагиотолиты Кроноцкого (35 и 35 г/т) и эоценовые плагиотолиты Камчатского (26 г/т) полуостровов близки островодужным плагиотолитам (28–63 г/т) и резко отличаются от плагиотолитов Атлантики (352 и 280 г/т) и среднего базаль-

та океанических хребтов (303 г/т). Даже пределы вариаций содержаний Cr в плагиотолитах восточных полуостровов, плагиотолитах Атлантики и среднем базальте океанических хребтов нигде не перекрываются. Островодужная геохимическая специфика плагиотолитов восточных полуостровов отчетливо прослеживается на диаграммах $FeO^*/MgO-V/Ni$ и $FeO^*/MgO-V/Cr$ (см. рис. 40, а, в). Здесь плагиотолиты восточных полуостровов Камчатки располагаются в полях островодужных плагиотолитов и нигде не перекрываются с точками плагиотолитов Атлантики и среднего базальта океанических хребтов. Средние содержания Ni в 3 раза, а Cr — на порядок выше, чем в плагиотолитах Атлантики и в среднем океанском толите, по сравнению с толитами восточных полуостровов Камчатки (см. табл. 16).

Одной из характернейших особенностей островодужных толитов, позволившей их выделить в самостоятельный формационный тип, являются низкие содержания PЗЭ, близкие к "хондритовым" модели распределения PЗЭ и отношения La/Yb [124]. Меловые и палеогеновые плагиотолиты Кроноцкого полуострова по этим характеристикам являются полными аналогами островодужных плагиотолитов. Это следует из анализа распределения PЗЭ в плагиотолитах Камчатки и некоторых островных дуг (см. рис. 31). Плагиобазальты Кроноцкого полуострова, как и некоторые островодужные плагиотолиты, характеризуются "хондритовым" распределением содержаний PЗЭ. На моделях распределения PЗЭ средние плагиотолит и ферробазальт кроноцкой серии представлены почти прямыми линиями (см. рис. 32). Масуда и Аоки указывают, что подобное, близкое к "хондритовому", распределение PЗЭ наиболее характерно для толитовых базальтов Северо-Восточной Японии; они предлагают выделять по данным PЗЭ специфический тип островодужных толитов Северо-Восточной Японии [137].

Таким образом, меловые и палеогеновые высокоглиноземистые плагиотолиты Кроноцкого и эоценовые плагиотолиты Камчатского полуостровов являются полными аналогами островодужных плагиотолитов. Они характеризуются резким преобладанием плагиоклаза над темноцветными минералами, отсутствием фенокристаллов магнетита и обогащением клинопироксенов и оливинов железом на поздних стадиях кристаллизации. Как и островодужные толиты, они характеризуются наиболее низкими среди континентальных и островодужных пород содержаниями K, Rb, Ba, Sr, Zr, Hf, которые приближают их к океаническим толитам. В то же время плагиотолиты полуостровов, по сравнению с плагиотолитами океанических хребтов обладают резко пониженными содержаниями Ti, Mg, Cr, Ni, Zr, Hf и Zr/Hf-отношениями и повышенными отношениями V/Ni, V/Cr. Высокоглиноземистые плагиотолиты, как и толиты островных дуг, характеризуются низкими содержаниями PЗЭ, близкими к "хондритовым" моделями распределения PЗЭ и близкими к "хондритовым" или более низкими, чем в хондритах, отношениями La/Yb .

По содержаниям SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , V, Co и отношениям K/Rb, Ba/Sr и Rb/Sr плагиотолиты восточных полуостровов и плагиотолиты Атлантики не отличаются. Плагиотолиты восточных полуостровов по сравнению с плагиотолитами Атлантики обогащены FeO^* , Ba, K, Rb, Sr и обеднены CaO, MgO, Ni, Cr, Zr, Hf. Плагиотолиты Камчатки по сравне-

нию с плагиотолитами океанических хребтов характеризуются резко повышенными отношениями V/Cr, V/Ni и пониженными — Ni/Co. Отношения FeO^*/MgO в плагиотолитах полуостровов значительно (в 2 раза) выше, чем в плагиотолитах Атлантики. Обе группы пород характеризуются близкими к хондритовым моделям распределения РЗЭ, близкими La/Yb-отношениями, но плагиотолиты полуостровов обладают более низкими содержаниями РЗЭ по сравнению со средним высокоглиноземистым толеитом дна океана.

Ферробазальты дна океана значительно (в 2 раза) по сравнению с ферробазальтами восточных полуостровов обогащены TiO_2 при одинаковых значениях FeO^*/MgO .

Меловые и палеогеновые высокоглиноземистые плагиотолиты восточных полуостровов Камчатки нельзя отождествлять с четвертичными высокоглиноземистыми базальтами Восточной Японии. Плагиотолиты полуостровов при близких к высокоглиноземистым базальтам содержаниях SiO_2 и щелочей обладают более высокими концентрациями Al_2O_3 . Высокоглиноземистые плагиотолиты Кроноцкого полуострова по сравнению с четвертичными высокоглиноземистыми базальтами Восточной Японии и Восточной Камчатки характеризуются более низкими содержаниями РЗЭ, низкими отношениями La/Yb и горизонтальными, близкими к "хондритовым", моделями распределения РЗЭ. Высокоглиноземистые базальты Камчатки и Японии, наоборот, обладают более высокими содержаниями РЗЭ, они резко обогащены легкими лантаноидами по сравнению с тяжелыми.

Глава 5

ФОРМАЦИОННЫЙ ТИП БАЗАЛЬТОВ СВИТЫ МЫСА КАМЕНИСТОГО, КРОНОЦКОЙ СЕРИИ И БАКЛАНОВСКОЙ СВИТЫ

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ И СОВРЕМЕННЫЕ АНАЛОГИ ВЫСОКГОЛИНОЗЕМИСТОЙ ПЛАГИОТОЛЕИТОВОЙ СЕРИИ ВОСТОЧНЫХ ПОЛУОСТРОВОВ КАМЧАТКИ

Как показано выше, меловые и палеогеновые высокоглиноземистые плагиотолиты восточных полуостровов Камчатки по химизму являются палеоаналогами четвертичных и современных плагиотолитов некоторых островных дуг. Не только высокоглиноземистые плагиотолиты, но и вся серия пород, связанных с ними, — ферробазальты, ферроандезитобазальты и ферроандезиты — имеют аналоги среди молодых вулканитов. Это следует из сравнения палеогеновых высокоглиноземистых плагиотолитов, ферробазальтов, ферроандезитобазальтов и ферроандезитов Кроноцкого полуострова и типичных представителей толеитовых базальтоидов островных дуг — четвертичных вулканитов пижонитовой серии региона Изу—Хаконе, Восточной Японии [128]. Даже простое сопоставление близких по кремнекислотности средних составов вулканитов указывает на их поразительное сходство (табл. 17).

Таблица 17

Средний химический состав вулканитов высокоглиноземистой плагиотолеитовой серии Кроноцкого полуострова и пижонитовой серии региона Изу-Хаконе

Окислы	Высокоглиноземистая плагиотолеитовая серия				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	49,36	49,86	51,5	54,07	58,5
TiO ₂	0,88	1,16	1,2	1,14	1,11
Al ₂ O ₃	19,29	15,70	14,2	14,98	13,92
FeO*	10,81	13,45	14,41	12,92	10,13
MnO	0,18	0,24	0,3	0,23	0,17
MgO	4,75	5,87	5,3	3,96	3,74
CaO	11,79	10,80	10,0	7,96	9,6
Na ₂ O	2,09	1,97	2,5	3,07	2,12
K ₂ O	0,44	0,48	0,7	0,85	0,51
P ₂ O ₅	0,18	0,21	—	0,37	0,21
Количество анализов	88	28	23	2	1
FeO'/MgO	2,30	2,30	2,7	3,30	2,7

Окислы	Пижонитовая серия				
	6	7	8	9	10
SiO ₂	51,0	52,0	52,3	53,09	58,98
TiO ₂	0,89	1,10	1,17	1,17	1,06
Al ₂ O ₃	19,78	14,91	14,5	15,44	14,96
FeO*	9,59	13,49	13,62	12,63	10,55
MnO	0,18	0,3	0,3	0,23	0,19
MgO	4,59	4,75	5,1	4,66	2,74
CaO	11,28	10,56	10,0	9,68	7,30
Na ₂ O	1,97	2,08	2,1	2,12	3,03
K ₂ O	0,32	0,41	0,4	0,45	0,69
P ₂ O ₅	0,11	0,18	0,2	0,12	0,15
Количество анализов	10	5	11	53	4
FeO'/MgO	2,1	2,80	2,70	2,70	3,90

Примечание. 1,6 — плагиотолейты; 2, 7 — субафировые ферробазальты; 3,8 — основная масса плагиотолейтов; 4,9 — субафировые ферроандезитобазальты; 5,10 — субафировые ферроандезиты; 6, 7, 8 — подсчитано по данным Куно [128]; 9, 10 — данные Куно [133].

Ферробазальты и ферроандезитобазальты Кроноцкого полуострова и афировые базальты и андезитобазальты пижонитовой серии по сравнению с плагиотолейтами в одинаковой степени обогащены FeO*, MgO и обеднены Al₂O₃ и CaO; содержание щелочей в базальтах меняется незначительно. Ферроандезиты Кроноцкого полуострова и андезиты пижонитовой серии также близки. Они характеризуются высокими (~ 10%) содержаниями FeO*, низкими (< 0,7%) K₂O при одинаковых содержаниях SiO₂.

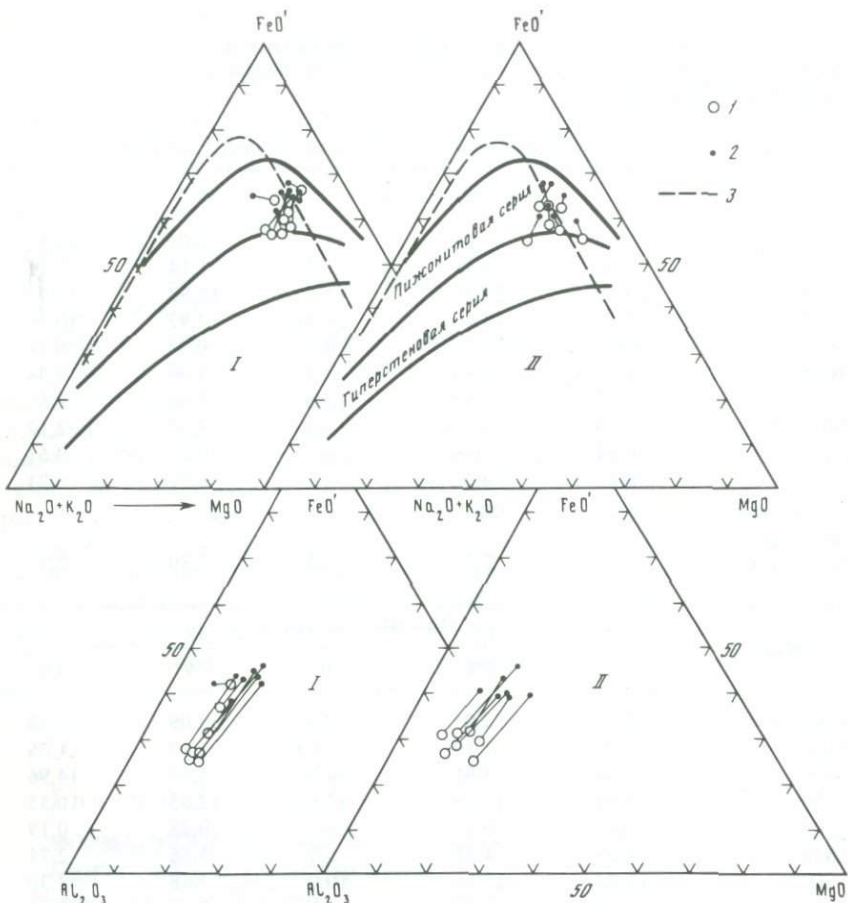


Рис. 42. Диаграммы для вулканитов Кроноцкого полуострова и региона Изу-Хаконе, Восточная Япония

1 — валовые составы базальтов; 2 — составы основной массы базальтов; 3 — линия дифференциации расплавов Скергаардского плутона; границы между сериями проведены согласно Х. Куно [129]

По петрографическим характеристикам вулканиты Кроноцкого полуострова и Восточной Японии также являются аналогами. Плаггиоклаз-порфиоровые породы — всегда базальты. Субафировые породы всегда характеризуются повышенными содержаниями железа и относятся к ферробазальтам, ферроандезитобазальтам и ферроандезитам. Кроме того, клинопироксен и оливины сравнимых пород обогащаются железом на поздней стадии кристаллизации. Доказательством родственности сравниваемых пород, значительно разделенных во времени и пространстве, служит сходство их средних валовых составов и состава основной массы (см. табл. 15). Плаггиотоленты Кроноцкого полуострова и плаггиоклаз-порфиоровые толенты региона Изу-Хаконе образуют одну и ту же серию пород: высокоглиноземистые плаггиотоленты — ферробазальты — ферроандезитобазальты —

Таблица 18

Содержание главных (%) и редкоземельных элементов (г/г) в базальтах Восточной Камчатки и Восточной Японии

Оксиды и РЗЭ	1	2	3	4
SiO ₂	49,16	50,79	49,86	51,97
TiO ₂	0,77	0,63	1,16	1,30
Al ₂ O ₃	20,72	20,21	15,70	15,91
FeO*	9,76	8,95	13,45	12,86
MnO	0,16	0,15	0,24	0,2
MgO	4,30	5,78	5,87	4,60
CaO	12,19	10,71	10,80	9,94
Na ₂ O	2,14	2,05	1,97	2,31
K ₂ O	0,42	0,23	0,48	0,33
P ₂ O ₅	0,17	0,09	0,21	0,11
La	2,9	1,63	3,9	2,6
Ce	7,3	4,31	9,8	7,65
Nd	5,6	3,55	7,1	7,45
Sm	1,9	1,15	2,3	2,67
Eu	0,89	0,47	0,91	0,95
(Dy)	2,8	1,8	3,5	4,46
Er	1,9	1,15	2,4	2,93
Yb	1,7	1,08	2,3	2,55
La/Yb	1,7	1,51	1,7	1,0

Примечание. 1 и 3 — средние высокоглиноземистый плагиотолит и ферробазальт кроноцкой серии; 2 — четвертичный авгит-оливиновый базальт соммы вулкана Хаконе [115]; 4 — афировый базальт из четвертичной дайки на п-ове Изу [115].

ферроандезиты. При этом основная масса плагиотолитов высокоглиноземистой серии Кроноцкого полуострова и плагиоклаз-порфировых толитов пижонитовой серии региона Изу—Хаконе в одинаковой мере обогащена SiO₂, FeO*, MgO, TiO₂ и обеднена Al₂O₃ и CaO. Содержание щелочей в валовых составах пород и их основной массе также близко. На диаграммах железо—магний—щелочи и железо—магний—глинозем точки составов палеогеновых плагиотолитов и их основной массы совпадают с точками составов четвертичных плагиопорфировых базальтов и их основной массы и располагаются в поле пижонитовой серии пород (рис. 42). Сходство составов плагиопорфировых базальтов, их основной массы и субафировых базальтов сравниваемых серий пород хорошо видно и на диаграммах Al₂O₃—FeO и Al₂O₃—MgO. Здесь точки составов плагиоклаз-порфировых и субафировых базальтов пижонитовой серии располагаются соответственно в полях высокоглиноземистых плагиотолитов и ферробазальтов Кроноцкого полуострова. Точки составов основной массы плагиоклаз-порфировых базальтов пижонитовой серии располагаются рядом с точками составов основной массы высокоглиноземистых плагиотолитов Кроноцкого полуострова, а линии, соединяющие валовые составы и составы основных масс сравниваемых пород, параллельны. На диаграмме FeO*/MgO — TiO₂ точки средних валовых составов основных масс палеогеновых плагиотолитов Кроноцкого полуострова также располагаются рядом с точками составов четвертичных ба-

зальтоидов региона Изу–Хаконе. Как и в Кроноцких базальтоидах, в базальтоидах пижонитовой серии содержание TiO_2 даже при самых высоких отношениях FeO^*/MgO не превышает 1,5% (см. рис. 39). Выше было показано, что по содержанию элементов-примесей высокоглиноземистые плагиотолейты Кроноцкого полуострова и плагио-порфиновые толейты региона Изу–Хаконе являются аналогами. По содержанию редкоземельных элементов плагиотолейты и ферробазальты Кроноцкого полуострова, также имеют аналоги среди пород пижонитовой серии Изу–Хаконе. В табл. 18 представлены средний высокоглиноземистый плагиотолейт и ферробазальт Кроноцкого полуострова, с одной стороны, и плагиотолейт и афировый базальт пижонитовой серии региона Изу–Хаконе [115] – с другой. Субафировые базальты Кроноцкого полуострова и п-ова Изу обогащены, по сравнению с плагиотолейтами обоих регионов, TiO_2 , FeO^* , редкими землями и обеднены CaO , Al_2O_3 и Eu . Сходство сравниваемых пород хорошо видно на диаграмме распределения РЗЭ (см. рис. 36). Здесь линии распределения кроноцких плагиотолейтов и ферробазальтов почти совпадают с таковой для среднего базальта пижонитовой серии. Сравнимые вулканы характеризуются горизонтальными моделями распределения РЗЭ и европиевыми максимумами.

Очевидно, по петрографической характеристике по содержанию главных элементов и элементов-примесей основные и промежуточные члены высокоглиноземистой плагиотолейтовой серии имеют аналоги среди всех членов пижонитовой серии Восточной Японии. В то же время высокоглиноземистую серию восточных полуостровов Камчатки по ряду признаков нельзя относить к пижонитовой серии пород.

Как показано выше, в основной массе высокоглиноземистых плагиотолейтов, ферробазальтов и порфировых долеритов Кроноцкого полуострова пижонит и субкальциевый авгит почти отсутствуют, однако наблюдаются микролиты субкальциевого ферроавгита и в больших количествах – ферроавгита. Кроме того, среди микролитов основной массы ферроандезита и в интерстициальном стекле эндоконтактной зоны порфирового долерита присутствуют ферропижониты (см. рис. 28). Ни одно из трех направлений изменения химических составов клинопироксенов, характерных для щелочных и толейтовых базальтов Японии и Скергаардского плутона, для клинопироксенов вулканических Кроноцкого полуострова не является определяющим. На диаграмме составов клинопироксенов Кроноцкого полуострова можно выделить еще одно направление их изменения – от субкальциевого авгита до ферроавгита, хорошо подчеркиваемое зональностью в микролитах. Очевидно, серию пород от плагиотолейта до ферроандезита неправильно было бы называть пижонитовой серией по составу клинопироксенов основной массы. Все члены пижонитовой серии пород, по мнению Куно, являются дифференциатами островодужных толейтовых меланократовых магм. Это предполагает прежде всего толейтовый тренд дифференциации среди основных членов серии. Плагиотолейты (плагиоклаз-порфиновые базальты) пижонитовой серии большинство исследователей относят к случайным кумулатам толейтовых магм [82, 99, 120, 121]. В качестве составов, наиболее близких к исходным магмам пижонитовой серии пород, Куно принимал составы основной массы плагиотолейтов [151]. Позднее, в одной из своих последних работ [133] в качестве базальтового члена пижонитовой

серии пород он брал средний состав редких афировых (субафировых) базальтов (рис. 43). Несмотря на широкую распространенность плагиотолитов пижонитовой серии, он даже не привлекал их для характеристики пород выделенной пижонитовой серии [133]. В качестве одного из основных аргументов определяющей роли афировых пород в генезисе вулканитов пижонитовой серии он указывал на слишком высокое содержание фенокристаллов высококальциевого плагиоклаза в порфириновых породах и "ошеломляющий факт сходства составов афировых базальтов (ферробазальтов) и состава основной массы плагиотолитов" [128, с. 1003].

Вряд ли можно согласиться с подобной интерпретацией генезиса плагиотолитов и ферробазальтов. Как показано выше, состав основной массы высокоглиноземистых плагиотолитов (см. табл. 10) и средний состав потоков ферробазальтов (см. табл. 8) кроноцкой серии также удивительно близки. Более того, составы основной массы более кремнеземистых плагиотолитов близки составам ферроандезитобазальтов, а состав основной массы ферроандезитобазальта очень близок к составу ферроандезитов потока. Подобная последовательность в изменении химизма от валовых составов к составам основной массы наблюдается и в базальтоидах пижонитовой серии Японии (см. табл. 15). Для палеогеновых плагиотолитов и ферробазальтов Кроноцкого полуострова она свидетельствует об образовании железистых дифференциатов из родоначальной плагиотолитовой магмы, а не наоборот. Кроме того, как показано выше, высокоглиноземистые плагиотолиты и ферробазальты характеризуются специфическим плагиотолитовым трендом дифференциации, который резко отличается от толеитового тренда близкими FeO^*/MgO -отношениями в исходной плагиотолитовой и остаточной ферробазальтовой магмах. Это соображение не позволяет относить плагиотолиты и ферробазальты восточных полуостровов Камчатки к пижонитовой (толеитовой) серии пород.

В течение позднего мела и палеоцена-эоцена на Кроноцком полуострове изливались и внедрялись преимущественно базальтовые магмы с большим (20–30%) количеством кристаллов высококальциевого плагиоклаза. В целом вулканиты вулcano-плутонической формации восточных полуостровов Камчатки слабо дифференцированы. Они сохраняют преимущественно базальтовый состав в течение геологических отрезков времени. Разновозрастные покровы шаровых лав плагиотолитов, отделенные десятками миллионов лет, характеризуются идентичными минералогическими и почти одинаковыми химическими составами. Все плагиотолиты обладают низкими содержаниями некогерентных элементов: это свидетельствует о слабом участии или отсутствии процессов дифференциации (фракционирования) при их образовании. Подводные условия образования плагиотолитов и ферробазальтоидов, их одноактные протяженные трещинные излияния, отсутствие в пределах изученной территории долгоживущих вулканов центрального типа косвенно также свидетельствуют о тектонической обстановке, при которой процессы дифференциации в поднимающихся магмах были минимальными. Вероятнее всего, что плагиотолиты образовались из высокоглиноземистых расплавов. Это и служит одним из оснований для отнесения всей ассоциации пород — плагиотолитов, ферробазальтов, ферроандезитобазальтов и ферроандезитов — к специфической высокоглиноземистой плагиотолитовой серии.

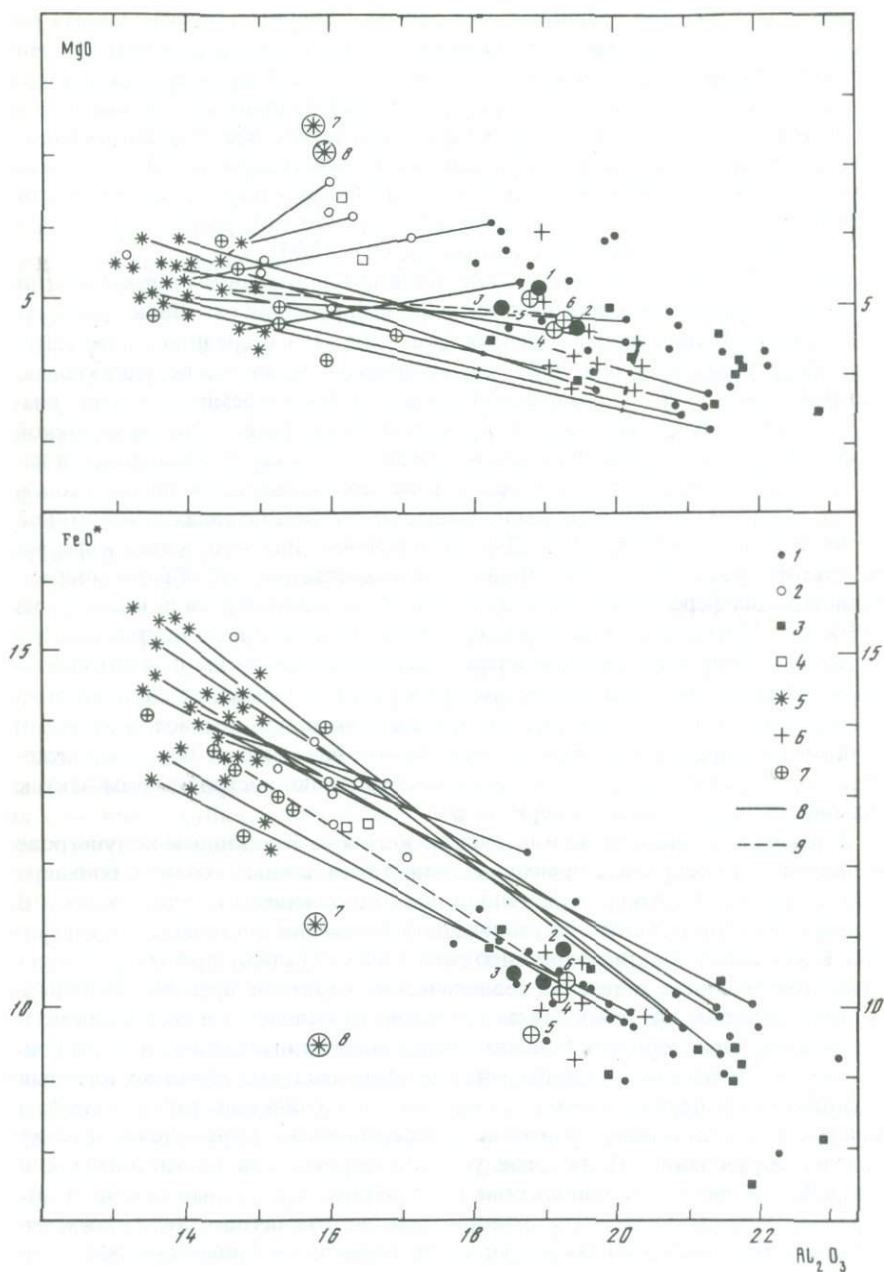


Рис. 43. Средние химические составы вулканитов восточных полуостровов Камчатки и некоторых островных дуг

1-4 - Потoki шаровых лав и силлов восточных полуостровов Камчатки: 1 - высокоглиноземистые плагиотолиты, 2 - ферробазальты, 3 - порфировые долериты и лейкократовые габбро, 4 - долериты; 5 - закалочные стекла из корок закалилки шаровых лав; 6, 7 - регион Изу-Хаконе, Восточная Япония: 6 - высокоглиноземистые плагиотолиты, 7 - ферробазальты; 8 -

ПАЛЕОАНАЛОГИ МЕЛОВЫХ И ПАЛЕОГЕНОВЫХ ВУЛКАНИТОВ ВОСТОЧНЫХ ПОЛУОСТРОВОВ КАМЧАТКИ

Мел-палеогеновые плагиотолейты и ферробазальтоиды вместе с морскими осадками составляют вулканогенно-осадочный фундамент олигоценовой Курило-Камчатской островной дуги. Высокоглиноземистые плагиотолейты полуостровов Камчатки представляют собой еще более ранние и менее дифференцированные вулканы с островодужной геохимической спецификой, чем толеитовые базальты островных дуг, находящихся на ранней стадии развития: Южно-Сандвичевой, Тонга, Кермадек [99, 126, 140]. В вулканическом фундаменте этих островных дуг, который фиксируется геофизическими методами, наряду с другими островодужными базальтами могут присутствовать и высокоглиноземистые плагиотолейты и ферробазальтоиды. Это хорошо подтверждается результатами опробования островодужных склонов глубоководных желобов глубоководными спускаемыми аппаратами и глубоководными бурением. Батискафом "Архимед" на глубине 8300 м у подножия и 5000 м в нижней части островодужного склона Японского глубоководного желоба на широте г. Токио были подняты образцы коренных пиллоу лав. Ими оказались островодужные двупироксеновые ферроандезиты [100]. При бурении островодужного склона глубоководного Марианского желоба в 60-м рейсе судна "Гломар Челленджер" с наибольшей представительностью был опробован эоцен-олигоценый фундамент Марианской дуги. Образцы были представлены островодужными магматическими и вулканическими породами, в том числе плагиотолейтами, ферробазальтами и двупироксеновыми андезитами [30, 138, 149; и др.]. Дозоценовые аналоги (базальты и габбро) высокоглиноземистых плагиотолейтов и лейкократовых габбро залегают в основании дуги Тонга на о-ве Эуа [102]. Этот остров лежит во фронтальной части дуги Тонга, непосредственно перед желобом. Здесь, как и на восточных полуостровах Камчатки, присутствуют преимущественно вулканические и гипабиссальные породы, в петрографическом и минералогическом облике которых определяющую роль играет высококальциевый плагиоклаз [112]. Базальты характеризуются высокими содержаниями плагиоклаза и, как следствие, высокими концентрациями Al_2O_3 . По содержанию K_2O , Va и Sr плагиобазальты о-ва Эуа близки абиссальным толеитам, хотя и отличаются от них более низкими содержаниями P_2O_5 (см. рис. 18) и резко пониженными концентрациями MgO , TiO_2 , Cr и Ni . Дозоценовые плагиотолейты о-ва Эуа, это, вероятно, наиболее близкие аналоги высокоглиноземистых плагиотолейтов восточных полуостровов Камчатки. Аналогами плагиотолейтов Камчатки, по-видимому, являются и плагиоклаз-порфиновые толеиты однородной базальтовой крабзаходской формации мелового возраста, залегающей в основании геосинклинального разреза Малой Куриль-

линия, соединяющая точку валового состава лав из потока с точкой их основной массы; 9 — линия, соединяющая точку среднего состава плагиотолейтов Изу-Хаконе с точкой среднего состава основной массы плагиотолейтов; точки средних составов базальтов (цифры на графике): 1 — свита мыса Каменистого; 2 — кроноцкая серия; 3 — баклановская свита; 4 — восточная вулканическая зона Камчатки [43]; 5 — Большая Курильская гряда [42]; 6 — регион Изу-Хаконе; 7, 8 — островодужные толеиты; 7 — по данным Х. Куно [128]; 8 — по данным Якеша и Уайта [126]

ской гряды [83]. Некоторым отличием плагиотолитов этой формации от плагиотолитов восточных полуостровов Камчатки является более высокое среднее содержание K_2O , которое, вероятно, завышено вследствие вторичного изменения пород. По содержанию других окислов (SiO_2 , Al_2O_3 , FeO^* и MgO) и элементов группы железа (Ni , Co , Cr , V) [16, 61] сравниваемые плагиотолиты являются полными аналогами. Базальтовые толщи, в которых определяющую роль играет плагиоклаз, встречаются не только во внешних грядах Тихоокеанских островных дуг, но и среди внутриматериковых геосинклиналей. Например, Т.П. Фролова и А.В. Гушин выделяют специфический тренд эволюции геосинклинальных базальтов, характеризующийся изменением отношения Na_2O/K_2O при постоянстве FeO^*/MgO -отношений, обусловленный фракционированием плагиоклаза [80]. В Зайсанской складчатой области, в раннегеосинклинальных образованиях, выделена кремнисто-плагиобазальтовая формация предположительно нижнепалеозойского возраста. Вулканыты — диабазы, диабазовые и базальтовые порфирыты и их туфы — отличаются отсутствием титаномагнетита, оливина и относятся к высокоглиноземистому лейкобазальтовому типу с пониженной ролью натрия в составе щелочей [36].

ФОРМАЦИОННЫЙ ТИП БАЗАЛЬТОВ СВИТЫ МЫСА КАМЕНИСТОГО, КРОНОЦКОЙ СЕРИИ И БАКЛАНОВСКОЙ СВИТЫ

Меловые и палеогеновые высокоглиноземистые плагиотолиты восточных полуостровов Камчатки по содержанию элементов-примесей являются аналогами четвертичных низкокалиевых толеитов островных дуг. Они обладают наиболее яркими геохимическими чертами этих пород: сочетанием низких "коровых" уровней содержаний Mg , Ti , Ni , Cr и наряду с этим аномально низких "мантийных" уровней концентраций некогерентных элементов. По петрографической характеристике и особенностям распределения главных элементов они не соответствуют общепринятому определению островодужных толеитов. Якеш и Джилл, выделившие островодужные толеиты (островные толеиты) в качестве формационного типа пород, подчеркивали, что фенокристаллы в них редки и большей частью представлены темноцветными минералами [124, с. 19]. Среди меловых и палеогеновых вулканитов Кроноцкого и эоценовых вулканитов Камчатского полуострова подобные породы отсутствуют. Основное различие в химизме островодужных толеитов и высокоглиноземистых плагиотолитов восточных полуостровов заключается в разных содержаниях FeO^* и MgO при одинаковых концентрациях Al_2O_3 . Как видно на диаграммах $Al_2O_3-FeO^*$ и Al_2O_3-MgO , при одинаковых содержаниях Al_2O_3 в сравниваемых породах островодужный толеит обогащен MgO и обеднен FeO^* (см. рис. 43), при одних и тех же концентрациях FeO^* плагиотолиты полуостровов обогащены Al_2O_3 . По содержанию MgO островодужный толеит вообще не имеет аналогов среди плагиотолитов восточных полуостровов Камчатки. Из всех образцов высокоглиноземистых плагиотолитов восточных полуостровов Камчатки, исследованных нами, нет ни одного, который бы соответствовал общепринятому петрографическому типу островодужного толеита. На разницу в минеральном и химическом составе островодужного толеита и низкокалиевых плагиоклаз-порфириновых толеитов (плагиотолитов) островных дуг указывали и другие исследователи [103, 112]. Они отмечали несо-

ответствие минералогического и химического состава доэоценовых плагио-базальтов о-ва Эуа низкокалийевому островодужному толеиту [112]. Е.И. Пополитов, О.Н. Вольнец, Г.И. Селиванова и Л.Л. Леонова [42, 59] среди четвертичных и современных базальтов восточной Камчатки и Курильских островов выделили самостоятельный тип – низкокалийевый высокоглиноземистый базальт, соответствующий по содержанию элементов-примесей островодужному толеиту и отличающийся от него высоким содержанием Al_2O_3 (см. табл. 14, № 4, 5). Меловые и палеогеновые высокоглиноземистые плагиотолиты восточных полуостровов Камчатки по петрографическим, минералогическим и геохимическим особенностям являются аналогами четвертичных и современных плагиотолитов островных дуг. Согласно наиболее распространенной гипотезе образования этих пород, они представляют собой кумуляты островодужных толеитовых магм [99, 120, 124, 128]. Подобная гипотеза для объяснения генезиса высокоглиноземистых плагиотолитов восточных полуостровов Камчатки наименее вероятна. Выделение во внешней гряде Курило-Камчатской дуги мел-палеогеновой высокоглиноземистой плагиотолитовой вулканоплутонической формации ставит проблему формационной принадлежности плагиотолитов на качественно новый уровень. В районе восточных полуостровов Камчатки в течение по меньшей мере 50 млн. лет изливались и внедрялись базальтовые магмы с большим количеством высококальциевого плагиоклаза, который и определяет петрографический облик выделенной формации. Время существования высокоглиноземистых плагиотолитов только на Кроноцком полуострове в 2 раза превышает время существования Курило-Камчатской островной дуги в ее современном морфологическом выражении [5] со всеми развитыми в ее пределах формационными типами пород [43]. Аналоги высокоглиноземистых плагиотолитов фиксируются как на фронте Тихоокеанских островных дуг в их вулканическом фундаменте, так и среди четвертичных и современных вулканитов этих структур. Широкое распространение высокоглиноземистых плагиотолитов и их дифференциатов во времени и пространстве свидетельствует о формационной самостоятельности этих пород.

По месту и времени образования они отвечают низкокалийевым островодужным толеитам, которые приурочены к океанической стороне островных дуг [128] и характеризуют наиболее ранний островодужный вулканизм [99, 126, 139, 140]. По содержанию большинства главных элементов и элементов-примесей высокоглиноземистые плагиотолиты островных дуг также являются аналогами. Между тем высокоглиноземистые плагиотолиты полуостровов Камчатки и других островных дуг отличаются от низкокалийевых островодужных толеитов лейкократовым порфиристым обликом, резким преобладанием плагиоклаза над темноцветными минералами, высоким содержанием Al_2O_3 и низким – MgO . По этим признакам они более соответствуют известково-щелочной серии пород [124]. Но низкие содержания литофильных элементов и РЗЭ, отсутствие в базальтах фенокристаллов магнетита и специфический плагиотолитовый тренд дифференциации, выражающийся в накоплении FeO^* , MgO , TiO_2 и понижении Al_2O_3 и CaO в остаточных расплавах, не позволяют отождествлять высокоглиноземистые плагиотолиты с известково-щелочными базальтами.

Представляется целесообразным выделять среди островодужных вулка-

нитов специфический формационный тип пород — высокоглиноземистый плагиотолит, резко отличающийся по своим петрографическим, минералогическим и геохимическим особенностям как от островодужного толеита в понимании Якеша и Джилла [124], так и от известково-щелочного базальта. Это темно-серый до черного лейкократовый массивный базальт с высоким (18–22%) содержанием Al_2O_3 , большим (20–30% от объема породы) количеством фенокристаллов высококальциевого (Al_{80-95}) плагиоклаза, резко преобладающего над темноцветными минералами (1–2%), характеризующийся отсутствием фенокристаллов магнетита и накоплением железа в поздних оливинах и клинопироксенах. Наиболее яркой геохимической особенностью высокоглиноземистых плагиотолитов является парадоксальное сочетание низких "коровых" уровней содержаний Mg, Ti, Ni и Sr с низкими "мантийными" уровнями содержаний некогерентных элементов: Rb, Ba, Sr, Zr, Hf и PЗЭ. Другой не менее заметной геохимической чертой высокоглиноземистых плагиотолитов служат повышенные по сравнению с океаническими толеитами концентрации K, Rb, Ba, Sr и в то же время пониженные — Zr, Hf и PЗЭ.

К сожалению, классификация островодужных базальтов к настоящему времени разработана недостаточно хорошо. Вероятно поэтому, ни одно из названий формальной классификации базальтов, предложенной в последнее время терминологической комиссией Петрографического комитета [45], не отражает главные петрографические и минералогические особенности рассматриваемых плагиотолитов. Кроме того, островодужный "высокоглиноземистый плагиотолит" — это прежде всего термин генетической классификации породы, характеризующий ее геохимическую и петрографическую специфику. Высокоглиноземистые плагиотолиты обладают наиболее яркими геохимическими чертами островодужных толеитов, которые были выделены прежде всего как геохимический формационный тип пород. Только полное несоответствие петрографического облика плагиотолитов и островодужных толеитов и различие в содержании некоторых главных элементов рассматриваемых пород привело к необходимости выделения нового формационного типа — высокоглиноземистого плагиотолита.

Плагиоклаз определяет петрографический облик вулканитов и влияет на специфический плагиотолитовый тренд дифференциации, поэтому его название отражено в названии породы, как и рекомендовано терминологической комиссией Петрографического комитета АН СССР и некоторыми исследователями [29, 45, 95]. Кроме того, как уже упоминалось выше, еще Тиррель предлагал называть толеитами безоливиновые или слабо оливиновые базальты, пересыщенные известью, нормативным кварцем и имеющие в виде фенокристаллов сильно известковистые плагиоклазы [74]. Наиболее целесообразно называть плагиотолит высокоглиноземистым плагиотолитом, тем самым подчеркивая генетическую принадлежность этих пород к специфической высокоглиноземистой магме.

Высокоглиноземистые плагиотолиты нельзя относить к продуктам кристаллизации высокоглиноземистых магм, выделенных Х. Куно в Восточной Японии. Высокоглиноземистые базальты Японии — прежде всего афировые (субафировые) породы. Высокоглиноземистая плагиотолитовая магма в силу своих специфических особенностей не доходит до поверхности в гомогенном состоянии. Все субафировые вулканиты высокоглинозе-

мистой плагиотолеитовой серии представляют собой низкоглиноземистые и высокожелезистые породы. Между тем высокоглиноземистые плагиотолейты неправильно было бы называть островодужными плагиотолейтами. Плагиоклаз-порфиновые толеитовые базальты (плагиотолейты) островных дуг большинство исследователей относит к кумулятам толеитовых (меланократовых) магм. Выделение высокоглиноземистой плагиотолеитовой вулканоплутонической формации на фронте Курило-Камчатской дуги не позволяет согласиться с подобной интерпретацией их генезиса. Петрографические, минералогические и геохимические особенности мел-палеогеновых вулканитов восточных полуостровов Камчатки позволяют поставить вопрос о существовании специфических высокоглиноземистых расплавов, соответствующих по составам плагиотолейтам. Название "высокоглиноземистый плагиотолейт" необходимо и в связи с тем, что ранее в срединно-океанических хребтах были выделены "плагиотолейты" [150], резко отличающиеся по минералогии и химизму от своих островодужных аналогов.

Островодужная геохимическая специфика меловых высокоглиноземистых плагиотолейтов Кроноцкого полуострова накладывает трудно преодолимые ограничения на те тектонические гипотезы или палеогеографические построения, согласно которым глубоководный желоб в сенонское время мог располагаться западнее современной границы полуострова и мигрировать во времени с запада на восток. Литологические особенности вулканогенно-осадочных образований и заключенная в них микрофауна свидетельствуют о формировании вулканогенно-осадочных толщ в мелководном морском бассейне (прогибе) рядом с группой действующих вулканов, часть которых находилась выше уровня моря. Петрогеохимическое доказательство островодужной специфики вулканитов свиты мыса Каменистого позволяет конкретизировать геологическую обстановку и полагать, что уже сенонские вулканогенно-осадочные образования кроноцкого полуострова сформировались в островодужной структуре, а граница континент-океан располагалась восточнее современного положения полуострова. Работами С.А. Федотова и других исследователей глубинного строения Камчатки установлено, что в районе восточных полуостровов Камчатки островодужный мантийный блок до глубины 100 км резко отличается от океанического по скоростям прохождения продольных сейсмических волн [37, 77]. Как известно, области генераций островодужных толеитовых магм располагаются в пределах этих глубин [38, 78]. Следуя принципу актуализма, можно полагать, что, поскольку вулканиты свиты мыса Каменистого по геохимической специфике адекватны современным островодужным вулканитам, постольку и физические особенности областей генераций плагиотолейтовых магм свиты мыса Каменистого, глубины выплавления магм и их источник должны быть близки таковым в современных островных дугах. Это положение косвенно подтверждается тем, что высокоглиноземистые плагиотолейты свиты мыса Каменистого не имеют аналогов среди вулканитов, сформировавшихся в пределах океанической коры. Небольшая мощность сенонских отложений, наличие серпентинитового меланжа, разделяющего вулканогенно-осадочные образования полуострова на две пластины, а также отсутствие видимого фундамента меловых пород свидетельствуют о фрагментарности мелового разреза, не позволяющей сравни-

вать отдельные его части с современными дугами. Между тем тесные пространственные парагенезисы базитов и гипербазитов, отсутствие континентальных фаций в кластической части вулканогенно-осадочных пород, а также низкие, "мантийные" уровни содержаний некогерентных элементов в шаровых лавах плагиотолцитов и ферробазальтов, являющихся автохтонными образованиями, позволяют считать, что фрагменты меловой дуги заложены на энзиматическом [44] основании.

Палеоцен-эоценовые отложения кроноцкой и столбовской серии согласно перекрывают позднемеловые толщи обоих полуостровов и являются неоавтохтоном по отношению к меловым толщам. Особенности палеогеновых разрезов в целом, широкое развитие грубообломочных пород, туфоконгломератов, туфобрекчий, туфогравеллитов, постоянное присутствие в разрезе пепловых туфов, по мнению многих исследователей [26, 47, 93; и др.] свидетельствуют о формировании палеоцен-эоценовых толщ также в неглубоком морском прогибе, вероятно, вблизи активно действующих вулканов. Если исходить из актуалистических концепций, то подобная палеогеографическая обстановка наиболее вероятно отвечала палеогеновой дуге, заложившейся на позднемеловых вулканогенно-осадочных образованиях. В то же время по геологическим условиям образования, длительности существования и слабой степени дифференцированности высокоглиноземистые плагиотолциты восточных полуостровов, по-видимому, характеризуют вулканизм наиболее раннего (эмбрионального) этапа развития дуги. Отсутствие долгоживущих вулканов центрального типа, характерных даже для островных дуг, находящихся на ранней стадии развития (Тонга, Кермадек и др.), одноактные трещинные излияния и подводный характер образования вулкаников, свидетельствуют о тектонической обстановке несколько отличной от современных островных дуг. Вулканики сохраняют преимущественно основной состав и характеризуются близкими химическими и минералогическими особенностями на протяжении геологических отрезков времени. Все вулканогенные породы обладают низкими содержаниями некогерентных элементов, свидетельствующими о слабом участии или отсутствии как процессов дифференциации, так и материала земной коры при их образовании. Аналоги высокоглиноземистых плагиотолцитов, встречающиеся в подводном основании некоторых Тихоокеанских островных дуг, широкое распространение этих пород в "ранних" островных дугах (Тонга, Кермадек, Южно-Сандвичевой) и их появление в более зрелых структурах (Восточная Камчатка, Восточная Япония), по-видимому, следует рассматривать как закономерное развитие островодужного вулканизма от эмбрионального этапа, через ранние стадии его развития — к зрелым.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Необходимость постановки исследования побережья Камчатки была продиктована возрастающим интересом к проблеме зоны перехода от континента к океану не только со стороны ее тектонического аспекта, но и с точки зрения геохимического изучения вещества.

Во фронтальной зоне Курило-Камчатской островной дуги впервые в Тихоокеанском регионе выделена высокоглиноземистая плагиотолеитовая вулканоплутоническая формация. Среди вулканитов свиты мыса Каменистого, кроноцкой серии и баклановской свиты резко преобладают шаровые лавы высокоглиноземистых плагиотолеитов и их гипабиссальных аналогов: силлов лейкократовых габбро и порфириновых долеритов. Все породы характеризуются высокими содержаниями глинозема, близкими содержаниями главных элементов, элементов-примесей и лейкократовой минералогической спецификой — резким преобладанием фенокристаллов плагиоклаза над темноцветными минералами и отсутствием фенокристаллов магнетита. Клинопироксены и оливины в вулканитах обогащаются железом на поздних этапах кристаллизации.

Субафировые ферробазальты и ферроандезитобазальты, являющиеся дифференциатами плагиотолеитов, занимают по отношению к ним резко подчиненное положение. Появление железистых дифференциатов обусловлено фракционной кристаллизацией плагиоклаза. Специфический плагиотолеитовый тренд дифференциации основных магм характеризуется повышением содержания SiO_2 , MgO , TiO_2 , FeO^* и понижением Al_2O_3 и CaO в ферробазальтах при близких концентрациях Na_2O и отношениях FeO^*/MgO в исходной плагиотолеитовой и остаточной ферробазальтовой фациях магм.

Все вулканиты обладают низкими уровнями содержаний Ti , Mg , Cr и Ni , не характерными для мантийных выплавок. В то же время низкие уровни содержания K , Rb , Ba , Sr , Zr , Hf и P_2O_5 , близкие к "хондритовым" модели распределения P_2O_5 , нефракционный характер распределения некогерентных элементов и низкие соотношения изотопии стронция свидетельствуют о мантийном источнике высокоглиноземистых плагиотолеитов.

Широкое распространение высокоглиноземистых плагиотолеитов во времени и пространстве свидетельствует о формационной самостоятельности этих пород и позволяет выделять новый формационный тип островодужных базальтов — высокоглиноземистый плагиотолеит. Серию пород, генетически связанную с высокоглиноземистыми плагиотолеитами, ферробазальт—ферроандезитобазальт—ферроандезит следует относить к высокоглиноземистой плагиотолеитовой серии. Высокоглиноземистые плагиотолеиты восточных полуостровов Камчатки являются аналогами плагиоклаз-порфириновых толеитов островных дуг Тонга, Кермадек, Южно-Сандвичевой и др. Плагиотолеиты Камчатки обладают наиболее яркими чертами плагиоклаз-порфириновых толеитов островных дуг, характеризуются лейкократовой минералогической спецификой и наиболее низкими среди континентальных и островодужных аналогов содержаниями некогерентных элементов K , Ba , Rb , Sr , Zr , Hf , которые приближают их к океаническим плагиотолеитам. В то же время высокоглиноземистые плагиотолеиты отличаются от океанических плагиотолеитов резко пониженными содержаниями Mg , Ni , Cr , пониженными Ni/Co - и повышенными V/Cr - и V/Ni -отношениями.

Высокоглиноземистые плагиотолейты, как и островодужные плагиоклаз-порфиновые толейты, обладают низкими содержаниями РЗЭ, отчетливыми европиевыми максимумами, горизонтальными, близкими к "хондритовым" моделями распределения РЗЭ и низкими La/Yb-отношениями. Мел-палеогеновая высокоглиноземистая плагиотолейтовая серия пород Кроноцкого полуострова по химическому составу адекватна четвертичной пижонитовой серии вулканитов Восточной Японии. Аналоги высокоглиноземистых плагиотолейтов фиксируются во внешних грядках и в вулканическом фундаменте некоторых Тихоокеанских дуг. Геологическая позиция вулканитов, устойчивость их химических и петрографических особенностей во времени и пространстве позволяют поставить вопрос о существовании специфических высокоглиноземистых расплавов, соответствующих составам плагиотолейтов.

Островодужная геохимическая и минералогическая специфика высокоглиноземистых плагиотолейтов и ферробазальтоидов свиты мыса Каменистого, кронцкой серии и баклановской свиты не позволяют рассматривать их формирование в пределах ложа Тихого океана. Наиболее ранние сенонские вулканогенно-осадочные образования свиты мыса Каменистого на Кроноцком полуострове, вероятно, формировались в неглубоком прогибе вблизи архипелага вулканических островов в структуре типа островной дуги, а граница континент—океан располагалась восточнее современного положения Кроноцкого полуострова. В то же время резко преобладающий базальтовый характер вулканизма, низкие "мантийные" уровни содержания некогерентных элементов в вулканитах и наличие серпентинитового меланжа с блоками меланократового основания в пределах свиты мыса Каменистого позволяют предполагать, что меловая палеодуга заложилась на энзиматическом основании.

Вулканиты кронцкой серии и баклановской свиты также формировались в мелководном прогибе, вероятно, вблизи палеогеновой дуги. По геологическим условиям образования, длительности существования и слабой степени дифференцированности высокоглиноземистые плагиотолейты восточных полуостровов, по-видимому, характеризуют вулканизм наиболее раннего (эмбрионального) этапа развития дуги. Отсутствие долгоживущих вулканов центрального типа, характерных даже для островных дуг, находящихся на ранней стадии развития (Тонга, Кермадек и др.), одноактные трещинные излияния и подводный характер образования вулканитов, свидетельствуют о тектонической обстановке, несколько отличной от современных островных дуг. Вулканиты сохраняют преимущественно основной состав и характеризуются близкими химическими и минералогическими особенностями на протяжении геологических отрезков времени. Все вулканогенные породы обладают низкими содержаниями некогерентных элементов, свидетельствующими о слабом участии или отсутствии как процессов дифференциации, так и материала земной коры при их образовании. Аналоги высокоглиноземистых плагиотолейтов, встречающиеся в основании некоторых Тихоокеанских островных дуг, широкое распространение этих пород в "ранних" островных дугах (Тонга, Кермадек, Южно-Сандвичевой) и их появление в более зрелых структурах (Восточная Камчатка, Восточная Япония), по-видимому, следует рассматривать как закономерное развитие островодужного вулканизма от эмбрионального этапа через ранние стадии его развития к зрелым.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г.П., Ванде-Кирков Ю.В., Пономарев Г.П. Основные особенности петрографии и петрохимии лав спилито-кератофировых формаций Камчатки // Вулканогенно-кремнистые формации Камчатки. Новосибирск, 1974. С. 69–94.
2. Авдейко Г.П., Пономарев Г.П., Самойленко Б.К. и др. Кристаллизация и дифференциация в подушечных спилитах района бухты Лаврова на северо-востоке Камчатки // Вулканизм островных дуг. М.: Наука, 1977. С. 205–213.
3. Антипин В.С., Волинец О.Н., Флеров Г.Б. и др. Распределение редкоземельных элементов в базальтах большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг. // Вулканология и сейсмология. 1984. № 3. С. 45–56.
4. Апрельков С.Е., Ежов Б.В. К вопросу о мезокайнозойском развитии Курило-Камчатской островной дуги // Региональная морфотектоника, геоморфология и четвертичная геология Дальнего Востока, Владивосток, 1977. С. 60–67.
5. Апрельков С.Е., Жегалов Ю.В. О вулканических поясах Камчатки // Геотектоника. 1972. № 2. С. 102–109.
6. Бадреднинов З.Г., Афанасьева Т.Б. О повышенном содержании калия в раннегеосинклинальных базальтоидах Валагинского хребта Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1982. № 5. С. 100–105.
7. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 288 с.
8. Балашов Ю.А. Среднее содержание и характер распределения редкоземельных элементов в мантии // Геохимия магматических пород. X семинар. М., 1984. С. 11–12.
9. Белоусов А.Ф. Своеобразный случай гравитационного разделения вещества в базальтовых лавах // Геология и геофизика. 1965. № 2. С. 153–155.
10. Берсон Г.Л., Смирнов В.Н. Особенности геологического строения полуострова Камчатский мыс в связи с его положением на стыке Курило-Камчатской и Алеутской дуг // Геология и перспективы нефтегазоносности Камчатки. Л., 1967. С. 182–198. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 284).
11. Борзунова Г.П., Селиверстов В.А., Хотин М.Ю. и др. Палеоген полуострова Камчатский мыс (Восточная Камчатка) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 11. С. 102–109.
12. Ванде-Кирков Ю.В. Новый вариант для определения средних – основных плагиоклазов на федоровском столике // Бюл. вулканол. станций. 1974. № 51. С. 130–132.
13. Власов Г.М. О талассогеосинклиналях, их месте в структурах Тихоокеанского пояса // Геосинклинальные магматические формации и их рудоносность. Свердловск, 1973. С. 45–51.
14. Волинец О.Н., Пузанков Ю.М., Аношин Г.Н. и др. Редкоземельные элементы в позднекайнозойских базальтах Камчатки // Геохимия редкоземельных элементов в базитах и гипербазитах. Новосибирск, 1985. С. 46–54.
15. Геология СССР. М.: Недра, 1964. Т. 31, ч. 1. 733 с.
16. Говоров И.Н., Говоров Г.И. Геохимия вулканических пород островных дуг // Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов. М.: Наука, 1980. С. 238–258.
17. Горячев А.В. Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М.: Наука, 1966. 235 с.
18. Гугушвили В.И. Постмагматический процесс в толеитовых, щелочно-базальтовых и андезитовых вулканических сериях (на примере Аджаро-Триалетской зоны Кавказа): Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 1981. 46 с.
19. Дир У., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Мир, 1965. 371 с.
20. Дмитриев Л.В. Петрохимия коренных пород и некоторые черты их геохимии и петрологии // Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука. 1971. Т. 1. С. 115–145.
21. Дмитриев Л.В. Геохимия и петрология коренных пород срединноокеанических хребтов: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 1973. 45 с.
22. Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Суцеская Н.М. Условия формирования первичного расплава океанических толеитов и вариации его состава // Геохимия. 1979. № 2. 163–178.
23. Дмитриев Л.В., Соболев А.В.,

Суцеская Н.М. Талеиты Атлантики: петрология и геохимия //Геохимия и минералогия: Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1980. С. 32–43.

24. Дмитриев Л.В., Шараськин А.Я., Гаранин А.В. Основные черты магматизма дна океана //Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976.

25. Добрецов Н.Л. Петрохимические особенности океанических и раннегеосинклинальных базальтов //Геология и геофизика. 1975. № 2. С. 11–25.

26. Долматов Б.К. Меловые и палеогеновые магматические комплексы Восточной Камчатки: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Владивосток, 1972. 26 с.

27. Долматов Б.К., Садреев А.М. О возрасте ультраосновных интрузий Кроноцкого полуострова (Восточная Камчатка) //Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. 1966. Вып. 18. С. 143–146.

28. Ермаков В.А., Волинец О.Н., Колосков А.В. и др. Петрология четвертичных вулканических пород Камчатки //Вулканизм островных дуг. М.: Наука, 1977. С. 190–204.

29. Заварицкий А.Н. Некоторые вулканические породы окрестностей Ключевской сопки на Камчатке //Зап. Рос. минерал. о-ва. Сер. 2, 1931. Ч. 60, вып. 2. С. 153–256.

30. Закариадзе Г.С., Шараськин А.Я., Пархоменко В.С. и др. Особенности эволюции южной части региона Филиппинского моря в свете данных по геохимии вулканизма островных дуг и интрадуговых впадин //Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан-континент. Новосибирск: Наука, 1984. С. 126–143.

31. Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука, 1972. Т. 2.

32. Канн Дж.Р. Вариации содержания главных химических элементов в базальтах дна океана //Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 91–102.

33. Карпенко С.Ф., Ляликов А.В., Балашов Ю.А., Хубуня С.А. Генезис высокоглиноземистой плагиотолитовой формации по изотопным данным //XII семинар геохимии магматических пород: Гез. докл. М., 1986. С. 51–52.

34. Колосков А.В., Хубуня С.А. Об аноксигеновой тенденции в ходе эволюции вулканизма островных дуг //Магматизм и метаморфизм как инди-

каторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982. С. 41–61.

35. Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Минеральные индикаторы геотектонических типов регионального эпигенеза и его сопряжение с метаморфизмом на континентах и в океанах //Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975.

36. Кузубный В.С., Ермолов П.В., Полянский Н.В. Латеральные ряды магматических формаций Зайсанской складчатой области и особенности их эволюции во времени //Латеральные ряды магматических формаций. Свердловск, 1979. С. 73–92.

37. Кузин И.М. Фокальная зона и строение верхней мантии в районе Восточной Камчатки. М.: Наука, 1974. 132 с.

38. Куно Х. Серии изверженных пород //Химия земной коры. М., 1964. Т. 11. С. 107–121.

39. Куширо И. Генезис магм островных дуг на примере Японских дуг //27-й междунар. геол. конгр.: Петрология. М., 1984. С. 122–131.

40. Лебедев М.М., Апрельков С.Е., Ежов Б.В. и др. Системы островных дуг Курило-Камчатской складчатой области //Вулканология и сейсмология. 1979. № 5. С. 30–36.

41. Леглер В.А. Развитие Камчатки в кайнозой с точки зрения теории тектоники литосферных плит //Тектоника литосферных плит: Источники энергии тектонических процессов и динамика плит. М., 1977. С. 137–169.

42. Леонова Л.Л. Геохимия четвертичных и современных вулканических пород Курильских островов и Камчатки //Геохимия. 1979. № 2. С. 179–197.

43. Леонова Л.Л., Пополитов Э.И., Волинец О.Н. и др. Типы четвертичных базальтов Камчатки в связи с проблемой первичных магм //Петрологические исследования базитов островных дуг. М., 1978. С. 157–176.

44. Ломизе М.Г. Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 1980. 35 с.

45. Магматические горные породы: Классификация, номенклатура, петрография. М.: Наука, 1983. Ч. 1. 367 с.

46. Марков М.С., Селиверстов В.А., Хотин М.Ю. и др. О характере сочленения Алеутской дуги со структурами восточных хребтов Камчатки //Геотектоника. 1969. № 5. С. 52–61.

47. *Марковский Б.А.* Геосинклинальные магматические комплексы срединного и восточного хребтов Камчатского полуострова; Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л., 1974. 26 с.
48. *Марковский Б.А., Розилова Е.А.* Опыт применения термографии при изучении раннегеосинклинальных вулканитов Камчатки // Сов. геология. 1971. № 3. С. 127–130.
49. *Марковский Б.А., Ротман В.К., Тарасов Б.М.* Эволюция геосинклинального вулканизма Восточной Камчатки // Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974. С. 197–208.
50. *Метьюз Д.Х.* Измененные базальты банки Суоллоу и Западных подводных гор в северо-восточной части Атлантического океана // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 118–120.
51. *Миасиро А., Сидо Ф., Юнг М.* Метаморфизм в пределах Срединно-Атлантического хребта близ 24 и 30° с.ш. // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 141–145.
52. *Михеев В.И.* Рентгенометрический определитель минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 868 с.
53. *Набоко С.И., Главатских С.Ф.* Гидротермальные минералы Горячего пляжа (о. Кунашир) // Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1970. С. 48–71.
54. *Нестеренко Г.В.* Ферробазальты дна океана // Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983. С. 127–134.
55. *Океанология, геология дна, осадкообразование и магматизм.* М.: Наука, 1979. 415 с.
56. *Орлова Л.П., Леонова Л.Л., Цыханский В.Д.* Геохимия циркония и гафния в четвертичных вулканитах Курило-Камчатской островной дуги // Геохимия. 1979. № 11. С. 1649.
57. *Петрова В.В.* Цеолиты Царатунского месторождения // Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1970. С. 78–93.
58. *Пискунов Б.Н.* Вулканизм Большой Курильской гряды и петрология пород высокоглинозистой серии. Новосибирск, 1975. 124 с.
59. *Пополитов Э.И., Вольнец О.Н.* Геохимические особенности четвертично-го вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск, 1981. 182 с.
60. *Пополитов Э.И., Вольнец О.Н., Селиванова Г.И.* Геохимические особенности четвертичных базальтов Камчатки // Ежегодник ГЕОХИ СО АН СССР, 1974. Новосибирск, 1976. С. 92–97.
61. Происхождение вулканических серий островных дуг / Т.И. Фролова, И.А. Бурикова, А.В. Гушин, В.Т. Фролов, В.Л. Сывороткин. М.: Недра, 1985. 275 с.
62. *Разницын Ю.Н., Хубуная С.А.* Формационная принадлежность и тектоническое положение базальтов Кроноцкого полуострова (Восточная Камчатка) // II Всесоюз. съезд океанологов: Тез. докл. Севастополь, 1982. Вып. 7. С. 64.
63. *Разницын Ю.Н., Соколов С.Д., Цуканов Н.В.* и др. Серпентинитовый меланж в структуре восточной части Кроноцкого полуострова (Камчатка) // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260, № 6. С. 1437–1441.
64. *Разницын Ю.Н., Хубуная С.А., Цуканов Н.В.* Тектоника восточной части Кроноцкого полуострова и формационная принадлежность базальтов (Камчатка) // Геотектоника. 1985. № 1. С. 88–101.
65. *Ротман В.К.* Общие черты магматизма внутренней части северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса // Сов. геология. 1971. № 10. С. 42–53.
66. *Рощина И.А., Шевелевский И.Д., Коровкина Н.А.* и др. Рентгенофлуоресцентный анализ образцов горных пород переменного состава // Журн. аналит. химии. 1982. № 9. С. 1611–1618.
67. *Садреев А.М., Долматов Б.К.* Новые данные об объеме и возрасте эффузивно-пирокластических и туфогенно-осадочных образований Кроноцкого полуострова // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 7. С. 122–126.
68. *Селиверстов В.А.* Офиолиты Восточной Камчатки // Петрологические исследования базитов островных дуг. М., 1978. С. 177–239.
69. *Селиверстов В.А.* Раннегеосинклинальный магматизм Камчатки; Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1981. 20 с.
70. *Селиверстов В.А., Гречин В.И.* Петрохимия мел-палеогеновых геосинклинальных вулканитов Камчатки // Осадкообразование и вулканизм в гео-

синклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979. С. 181–201.

71. Семенов И.В., Белянина Г.П. Возможные причины различия химического состава частей сфероидов девонских трахибазальтовых пиллоу лав (Средний Урал) // Палеовулканизм Урала. Свердловск, 1975. С. 94–97.

72. Серова М.Я. Форминиферы палеоценовых отложений Восточной Камчатки. М.: Наука, 1966. 95 с.

73. Супруненко О.И., Марковский Б.А., Тарасов Б.М. К истории геологического развития подводной возвышенности Обручева и сопредельных районов // Тр. ВНИГРИ. 1975. Вып. 307. С. 129–142.

74. Тиррель Г.В. Основы петрологии. М.; Л.: Госнаучтехиздат, 1932. С. 128.

75. Устиев Е.К. Проблемы вулканизма-плутонизма: Вулкано-плутонические формации // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. № 12.

76. Уэджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.

77. Федотов С.А., Славина Л.Б. Оценка скоростей продольных волн в верхней мантии под северо-западной частью Тихого океана и Камчаткой // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1968. № 2.

78. Федотов С.А., Гусев А.А., Чернышева Г.В., Шумилина Л.С. Сейсмофокальная зона Камчатки: Геометрия, размещение очагов землетрясений и связь с вулканизмом // Вулканогеология и сейсмология. 1985. № 4. С. 91–107.

79. Фролова Т.И., Гуцин А.В. Латеральные вариации базальтового магматизма // Латеральные ряды магматических формаций. Свердловск, 1979. С. 22–43.

80. Фролова Т.И., Гуцин А.В. Условия генерации базальтовых магм океанов и островных дуг // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1981. № 4. С. 3–16.

81. Фролова Т.И., Рудник Г.Б. Толстые базальты подвижных зон континентов и океанов и вариации их состава в зависимости от структурной обстановки // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1972. № 5. С. 26–41.

82. Фролова Т.И., Рудник Г.Б. Об аноксигеновой тенденции дифференциации в вулканогенных породах ранних стадий развития островных дуг.: На примере Южно-Сандвичевой дуги // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1974. С. 20–36.

83. Фролова Т.И., Бурикова И.А., Фролов В.Г. и др. Особенности базальтового вулканизма Малой Курильской гряды // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1977. Т. 52. № 4. С. 38–50.

84. Харин Г.С. Региональные вариации в составе базальтов ложа Атлантического океана // Вулканогеология и сейсмология. 1979. № 5. С. 3–17.

85. Харт С.Р. Содержание К, Рb, Cs, Sr, Ba и отношение изотопов Sr в базальтах океанического дна // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 125–139.

86. Хотин М.Ю. Эффузивно-туфокремнистая формация Камчатского мыса. М.: Наука, 1976. 195 с.

87. Хубуная С.А. Формационная принадлежность базальтов Кроноцкого полуострова по геохимическим признакам (Восточная Камчатка). // Вулканогеология и сейсмология. 1981. № 2. С. 36–48.

88. Хубуная С.А. Формационная принадлежность меловых и палеогеновых базальтов Кроноцкого и эоценовых базальтов Камчатского полуострова по геохимическим признакам: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1984. 27 с.

89. Хубуная С.А., Колосков А.В. Об аноксигеновой тенденции в ходе эволюции вулканизма островных дуг // V симпозиум по геохимии магматических пород. М., 1978. С. 43–44.

90. Хубуная С.А., Павленко А.С., Авдейко Г.П. О химизме подводного изменения базальта // Геодинамика и вулканизм островных дуг северо-западного сектора Тихоокеанского кольца. М.: Сов. радио, 1978. С. 122–129.

91. Хубуная С.А., Чубаров В.А., Колосов Г.М. Ферробазальтоиды островных дуг // VI Всесоюз. вулканол. совещ. тез. докл., вып. II. Петропавловск-Камчатский, 1985. с. 256–257.

92. Чернышева В.И., Дмитриев Л.В., Удинцев Г.Б. Геолого-петрографическое описание коренных пород // Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука, 1972. Т. 1. С. 83–114.

93. Шапиро М.Н. Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М.: Наука, 1976. 122 с.

94. Шапиро М.Н. Соотношение геосинклинального режима и режима островной дуги (на примере Камчатки) // Геотектоника, 1981. № 4. С. 104–109.

95. Штейнберг Д.С. Базальтоидный магматизм геосинклинальных областей и

его металлогения // Вопросы формирования и закономерности размещения месторождения золота и платины. М., 1970. С. 57–73. (Тр. ЦНИГРИ; Вып. 87).

96. Штейнберг Д.С., Бозатаков О.А., Бородаевская М.Б. и др. Проблемы магматических формаций // Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976. С. 75–93.

97. Aoki K. Clinopyroxenes from alkaline rocks of Japan // Amer. Mineral. 1964. Vol. 49, N 9/10. P. 1199–1223.

98. Avdeiko G.P., Khubunaya S.A., Vande Kirkov Yu.V. Petrography and chemical composition of the lava flows from the Emperor sea-mounts, DSDP, Leg. 55 // Initial Reports DSDP, Washington, 1980. Vol. 55. P. 571–584.

99. Baker P.E. Comparative volcanology and petrology of the Atlantic island arcs // Bull. Volcanol. 1968. Vol. 32, № 1. P. 189–206.

100. Bellaiche C. Sedimentation and structure of the Izu-Ogasawara (Bonin) Trench off Tokyo: new lights on the results of a diving campaign with the bathyscape "Archimede" // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 47, N 1.

101. Brown G.M., Holland I.G., Sigurdson H. et al. Geochemistry of the Lesser Antilles volcanic island arc // Geochim. Cosmochim. Acta. 1977. Vol. 41, N 6. P. 785–801.

102. Bryan R., Bell. Significance of ferrodioritic liquids in magma mixing processes // Nature. 1983. Vol. 306, N 24.

103. Bryan W.B., Stice G.P., Ewart A. Geology, petrology and geochemistry of the volcanic islands of Tonga // J. Geophys. Res. 1972. Vol. 77. P. 1566–1585.

104. Byerly G.R., Melson W.G., Vogt P.R. Rhyodacites, andesites, ferrobasalts and ocean tholeiites from the Galapagos spreading center // Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. Vol. 30, N 2.

105. Carmichael I.S.E. The petrology of Thingmuli a Tertiary volcano in Eastern Iceland // J. Petrol. 1964. Vol. 5, N 3.

106. Clague D., Bunch T.E. Formation of ferrobasalt at East Pacific Midocean Spreading Centers // J. Geophys. Res. 1976. Vol. 81, N 23. P. 4247–4255.

107. Dmitriev L.V. Petrology of basalts and plutonic rocks Leg 37, DSDP // Initial Rep. DSDP. Washington, 1977. Vol. 37. P. 681–694.

108. Donnelly T.W., Rogers J.J.W. Igneous series in island arcs: the northeastern Caribbean compared with world-wide island arc assemblages // Bull. Volcanol. 1980. Vol. 43, N 2. P. 347–392.

109. Drake M.I., Weil D.E. Partitition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu^{2+} , Eu^{3+} and other between plagioclase feldspar and magmatic liquid: an experimental study // Geochim. Cosmochim. Acta. 1975. Vol. 39, N 5. P. 689–712.

110. Engel G.G., Fisher R.L. Lherzolite, anorthosite, gabbro and basalt dredged from the Mid-Indian Ocean Ridge // Science. 1969. Vol. 166. P. 1136–1141.

111. Engel A.E.S., Engel C.G., Havens R.G. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle // Bull. Geol. Soc. Amer. 1965. Vol. 76. P. 719–734.

112. Ewart A., Bryan W.B. The petrology and geochemistry of the igneous rocks from Eua, Tongan Islands // Geol. Soc. Amer. Bull. 1972. Vol. 83. P. 3281–3298.

113. Ewart A., Brothers R.N., Mateen A. An outline of the geology and geochemistry and possible petrogenetic evolution of the volcanic rocks of the Tonga-Kermadec-New Zealand arc // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1977. Vol. 2, N 3. P. 205–250.

114. Ewart A., Bryan W.B., Gill J.B. Mineralogy and geochemistry of the younger volcanic island of Tonga, Southwest Pacific // J. Petrol. 1973. Vol. 14, part 3. P. 429–465.

115. Fujimaki H. Rare earth elements in volcanic rocks from Hakone volcano and northern Izu peninsula, Japan // J. Faculty Sci. Univ. Tokyo, sect. II, Geol., Mineralog., Geograph., Geophys. 1975. Vol. 19, N 2. P. 81–93.

116. Gill J.B. Geochemistry of Viti Levu, Fiji, and its evolution as an island arc // Countr. Mineral. Petrol. 1970. Vol. 27. P. 179.

117. Gill J.B. Orogenic andesites and plate tectonics // Berlin–Heidelberg: Springer-Verlag, 1981. 289 p.

118. Hamuro K., Petrology of the Hishashi-Izu monogenetic volcano group // Bull. Earth. Res. Inst. Univ. Tokyo. 1985. Vol. 60, N 3. P. 335–399.

119. Haskin L.A., Haskin M.A., Frey F.A. et al. Relative and absolute terrestrial abundance of the rare earths // Origin and distribution of the elements. 1968.

120. Hawkesworth C.J., O'Nions K.K., Pankhurst R.J. et al. A geochemical study of island arc and back-arc tholeiites from the Scotia Sea // Earth and Planet. Sci. Lett. 1977. Vol. 36. P. 253–262.

121. Ingerson E. The possibility of geochemical provinces in the ocean basins // Metallogenet. und Geochem. Provinzen. Wien: Acad. Wiss., 1974. Bd. 1.

122. *Initial Report of the Deep Sea Drilling Project*. Washington, 1977. Vol. 37.
123. *Isshiki N.* Petrology of Hashijo-Jima volcano group, seven Izu islands, Japan // *J. Fac. Univ. Tokyo*. 1963. Vol. V XV, p. 1. P. 91-139.
124. *Jakes P., Gill J.B.* Rare earth elements and the island arc tholeiitic series // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1970. Vol. 9.
125. *Jakes P., White A.J.R.* Structure of the Melanesian arcs and correlation with distribution of magma types // *Tectonophysics*, 1969. Vol. 8. P. 223.
126. *Jakes P., White A.J.R.* Major and trace element abundances in volcanic rocks orogenic areas // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1972. Vol. 83, N 1. P. 29-40.
127. *Kay R., Hubbard N.J., Cast P.W.* Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks // *J. Geophys. Res.* 1970. Vol. 75. P. 1585-1613.
128. *Kuno H.* Petrology of Hakone volcano and adjacent area, Japan // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1950. Vol. 61.
129. *Kuno H.* Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas // *Bull. Volcanol.* 1959. Ser. 2, Vol. 20. P. 37-76.
130. *Kuno H.* High-alumina basalt // *J. Petrol.* 1960. Vol. 1. P. 121-145.
131. *Kuno H.* Fractionation trends of basalts in lava flows // *J. Petrol.* 1965. Vol. 6, № 2. P. 302-321.
132. *Kuno H.* Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs // *Bull. Volcanol.* 1966. Ser. 2, vol. 29. P. 195-222.
133. *Kuno H.* Origin of andesite and its bearing on the island arc structure // *Bull. Volcanol.* 1968. Ser. 2, vol. 32. P. 141-176.
134. *Lloyd E.F., Nathan S.* *Geology and tephrochronology of Raoul Island, Kermadec Group., New Zealand*. 1984 // *New Zealand Geological Survey Bulletin*.
135. *Manson W.* *Geochemistry of basaltic rocks major elements* // *Basalts*. N.-Y.: John Willey and Sons, 1968. Vol. 1. P. 215-269.
136. *Masuda A.* Lauthauides in basalts of Japan with three distinct types // *Geochem. J.* 1966. Vol. 1. 11-26.
137. *Masuda I., Aoki K.J.* Two types of island arc tholeiite in Japan // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1978. Vol. 39. P. 298-302.
138. *Meijer A., Anthony E., Reagan M.* Petrology of volcanic rocks from the forearc sites // *Init. Rep. DSDP*, Washington, 1982. Vol. 60. P. 709-729.
139. *Miyashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *Amer. J. Sci.* 1974. Vol. 274, N 4. P. 321-355.
140. *Miyashiro A.* Classification, characteristics and origin of ophiolites // *J. Geol.* 1975. Vol. 83, N 2. P. 249-281.
141. *Miyashiro A., Shido F., Ewing M.* Crystallization and differentiation in abyssal tholeiites and gabbros from mid-ocean ridges // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1970. Vol. 7. P. 361-365.
142. *Nicholls C.A.* Basalts from the deep ocean floor // *Mineral. Mag.* 1965. Vol. 34. P. 373-383.
143. *Pearce I.A.* Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environment of Cyprus // *Tectonophysics*, 1975. Vol. 25.
144. *Pearce I.A., Cann I.R.* Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // *Earth Planet Sci. Lett.* 1973. Vol. 19. P. 290-300.
145. *Perfit M.R., Cust D.A., Bence A.E.* et al. Chemical characteristics of Island-arc basalts; implications for mantle sources // *Chemical Geology*. 1980. Vol. 30, N 3.
146. *Philpotts I.A., Schnetzler C.C.* Phenocrystmatrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba with applications to anorthositic and basalt genesis // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1970. Vol. 34. P. 307-322.
147. *Polderwaard A., Hess H.H.* Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma // *J. Geol.* 1951. N 59.
148. *Prinz M.* Geochemistry of basaltic rocks trace elements // *Basalts*. N.Y.: John Willey and Sons, 1967. Vol. 1. P. 271-324.
149. *Sharaskin A.Yu.* Petrography and geochemistry of basement rocks from five Leg 60 sites // *Init. Rep. DSDP*, Washington, 1981. Vol. 60. P. 647-656.
150. *Shido F., Miyashiro A., Ewing A.* Crystallization of abyssal tholeiite // *J. Contrib. Mineral. Petrol.* 1971. Vol. 31.
151. *Sigisaki R., Tanaka T.* Magma types of volcanic rocks and crustal history in the Japanese pre-Cenozoic geosynclines // *Tectonophysics*, 1971. Vol. 12, N 5.
152. *Stewart R.J., Hatland J.H., Glasley W.R.* Petrology of volcanic rocks recovered on DSDP Leg 19 from the north Pacific ocean and the Bering Sea // *Init. Rep. DSDP*, Washington, 1973. Vol. 19.
153. *Thompson G., Shido F., Miyashiro A.* Trace element distribution in fractionated oceanic basalts // *Chemical Geology*. 1971.
154. *Wood D.A.* Major and trace element variation in the Tertiary lavas of eastern Iceland and their significance with respect to the Iceland Geochemical anomaly // *J. Petrol.* 1978. Vol. 19, N 3. P. 393-436.

ПРИЛОЖЕНИЕ

ПОЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ 19–27 ПРИЛОЖЕНИЯ

В шапке (головке) таблиц 19–27 приводятся две горизонтальные графы; в верхней указывается номер геологического тела (потока, покрова, силла) и в скобках – номер образца, взятого из этого тела (номера геологических тел соответствуют их обозначениям в табл. 7–9). В нижней графе номера обозначают отдельные анализы. Другие обозначения: * – микролиты; + – микровключения клинопироксена в краевых зонах фенокристаллов; – – микролиты из гранофирового мезостазиса порфирированного долерита; ++ – ортопироксен; ** – силлы; – (прочерк) – окисел или элемент не определялись; ° – все железо пересчитано на FeO. Катионы клинопироксенов, оливинов, плагиоклазов, магнетитов пересчитывались на 6, 4, 8, 24 атомов кислорода соответственно. "Центр" – ядро кристалла, "край" – периферическая зона кристалла.

Таблица 19

Химический состав фенокристаллов клинопироксенов базальтов свиты мыса Каменистого, вес. %

Окислы	1 (403–165) ⁺⁺		2 (405–1)		3 (421–34)	
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	54,9	54,4	52,9	52,8	52,6	53,7
Al ₂ O ₃	1,2	1,2	2,0	2,1	2,3	2,6
Na ₂ O	0,1	Сл.	0,2	0,2	0,2	0,2
FeO*	16,9	16,9	10,6	1,7	9,1	8,3
MgO	25,9	25,9	17,0	16,8	16,9	16,4
CaO	2,0	2,3	17,3	18,0	18,9	19,7
MnO	0,4	0,4	0,3	0,3	0,2	0,2
TiO ₂	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3
Сумма	101,6	101,3	100,6	101,2	100,5	101,4
Сумма катионов	3,99	4,0	4,01	4,00	4,01	4,0
f	27	26	26	25	23	22
Wo	4	4	35	37	38	40
En	70	70	48	48	47	47
Fs	26	26	17	15	15	13

Таблица 19 (продолжение)

Окислы	3 (421—159)				4 (616—30)		
	7	8	9, центр	10, край	11, край	12	13
SiO ₂	52,0	52,1	52,1	51,9	52,3	49,5	49,8
Al ₂ O ₃	3,0	2,8	2,0	2,1	2,1	3,4	3,3
Na ₂ O	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2
FeO*	9,0	9,0	10,7	10,5	10,5	21,4	20,5
MgO	17,0	16,9	16,0	16,4	16,6	11,4	13,1
CaO	18,6	18,5	17,9	18,4	17,8	14,7	13,4
MnO	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,5	0,4
TiO ₂	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,7	0,6
Сумма	100,4	100,1	99,9	99,9	99,9	101,8	101,3
Сумма катионов	4,035	4,02	4,02	4,01	4,01	4,0	4,0
<i>f</i>	22	23	26	26	26	51	47
Wo	38	38	36	37	36	31	28
En	48	48	47	46	47	33	38
Es	14	14	17	17	17	36	34

Окислы	4 (616—30)						
	14*	15*	16*	17*	18, центр	19, край	20
SiO ₂	49,3	49,7	50,3	48,7	52,1	51,8	52,6
TiO ₂	0,7	0,7	0,6	0,4	0,2	0,3	0,2
Al ₂ O ₃	3,2	4,1	4,0	3,4	1,8	1,9	2,0
FeO*	21,3	16,7	18,5	22,9	10,4	10,1	10,6
MgO	13,5	13,0	17,0	14,5	15,6	15,4	15,2
CaO	11,3	16,3	10,37	7,5	17,8	18,4	18,2
MnO	0,5	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,3
Сумма	99,80	100,90	101,17	97,88	98,20	98,20	99,10
Сумма катионов	4,00	4,00	3,91	4,00	3,99	3,97	3,98
<i>f</i>	27	12	38	47	28	27	29
Wo	24	34	21	16	37	38	38
En	40	38	48	47	46	45	44
Fs	36	28	30	73	17	17	18

Примечание. Wo—CaSiO₃; En—MgSiO₃; Fs—FeSiO₃; FeO* = FeO + (Fe₂O₃ · 0,9); $f = \text{FeO}^* \cdot 100 / \text{FeO}^* + \text{MgO}$.

Таблица 20

Состав фенокристаллов плагноклазов вулканитов Кроноцкого полуострова, вес. %

Окислы	9 (647-98)		4** (1179/2)			
	1	2	3, центр	4, край	5, центр	6, край
SiO ₂	47,7	47,6	46,3	48,3	47,5	47,2
Al ₂ O ₃	33,1	32,2	32,6	32,2	31,8	32,0
Na ₂ O	1,9	2,2	1,3	2,3	1,7	1,8
K ₂ O	0,1	Сл.	Сл.	0,2	Сл.	Сл.
FeO	1,1	1,2	0,7	0,9	0,7	2,3
CaO	16,7	15,7	17,3	15,7	17,6	16,6
Сумма	100,6	98,9	98,2	99,6	99,3	99,9
Сумма катионов	5,01	4,98	5,21	4,95	4,99	5,00
Ап, %	89	87	88,0	78,6	85,3	83,3

Окислы	4** (1179/2)		4** (1179a)			
	7, центр	8, край	9, центр	10, край	11, центр	12, край
SiO ₂	47,4	47,8	45,4	49,2	46,10	55,2
Al ₂ O ₃	32,5	32,1	34,3	31,50	33,6	27,1
Na ₂ O	1,3	2,0	0,8	2,6	1,3	4,6
K ₂ O	Сл.	0,1	Сл.	0,1	0,1	0,4
FeO	0,8	0,7	0,8	0,9	0,6	0,9
CaO	17,4	17,1	18,1	14,8	17,2	0,6
Сумма	99,4	99,8	99,4	99,1	99,4	97,8
Сумма катионов	4,97	4,98	4,99	4,99	5,01	5,18
Ап, %	87,8	82,7	92,0	75,3	87,7	54,8

Окислы	4** (1179a)					11 (443-125)	13 (717-29)
	13 центр	14 край	15*	16*	17*	18*	19
SiO ₂	45,4	46,3	55,5	52,1	53,5	51,9	49,8
Al ₂ O ₃	33,0	33,0	27,4	29,9	28,7	28,4	31,6
Na ₂ O	1,4	1,5	5,7	3,7	4,1	4,4	2,7
K ₂ O	0,1	Сл.	0,6	0,2	0,3	0,3	0,1
FeO	0,9	1,0	0,7	0,9	0,8	1,7	1,4
CaO	17,4	16,8	9,9	12,4	11,1	13,0	15,1
Сумма	98,2	98,8	99,8	99,2	98,5	99,7	100,7
Сумма катионов	5,0	5,0	5,0	4,96	4,96	5,05	5,03
Ап, %	87,7	85,9	48,0	64,0	59,0	61,8	83

Примечание. 9 - свита мыса Каменистого; 4 - 40 - кроноцкая серия; 1179/2 - экзоконтактная зона силла; 1179/a - центральная часть силла; Ап = CaAl₂SiO₆.

Таблица 20 (окончание)

Оксиды	14 (627-63)		14 (717-28)		15 (627-64)		15 (717-27)		17 (626-59)	
	20	21	22	23	24	25	26	27		
SiO ₂	49,0	49,4	48,7	47,7	45,7	46,7	48,9	47,3		
Al ₂ O ₃	31,5	30,9	32,0	33,1	32,6	32,9	33,0	32,7		
Na ₂ O	2,7	2,7	1,9	1,9	1,2	1,5	1,8	1,6		
K ₂ O	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	Сл.		
FeO	1,1	1,5	1,1	1,1	1,0	0,8	0,8	0,8		
CaO	15,1	14,9	16,2	16,7	17,3	16,9	16,8	16,7		
Сумма	99,5	99,5	100,0	100,6	97,9	98,9	99,4	99,1		
Сумма катионов	4,99	4,99	4,98	5,02	4,98	4,98	5,00	5,09		
Ап, %	82,5	82	82,0	89	88,2	86,0	83,0	83,8		

Оксиды	17 (626-58)		18 (454-113)		25 (448-95)		25 (712-19)		25 (448-95)	
	28	29	30	31	32	33	34			
SiO ₂	46,7	48,8	47,8	46,9	45,3	47,9	47,4			
Al ₂ O ₃	33,3	31,5	31,6	33,0	33,2	32,5	31,1			
Na ₂ O	1,7	2,1	3,0	1,6	1,5	2,0	2,0			
K ₂ O	Сл.	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1			
FeO	1,2	1,0	1,0	1,1	1,0	0,8	0,8			
CaO	16,4	15,3	15,3	16,6	16,8	16,3	16,4			
Сумма	99,3	98,8	98,8	99,3	97,9	99,7	97,8			
Сумма катионов	5,02	4,96	5,04	5,01	5,01	4,99	5,00			
Ап, %	90,5	80,0	73,0	90	85,7	82,0	82,0			

Оксиды	37 (640-86)					40 (705-6)		40 (631-73)	
	35	36*	37*	38	39	40	41		
SiO ₂	48,9	52,0	50,7	46,1	45,2	50,0	52,4		
Al ₂ O ₃	31,6	27,7	29,7	33,4	33,8	31,0	29,6		
Na ₂ O	2,4	4,2	3,6	1,3	0,9	3,0	4,8		
K ₂ O	0,1	0,2	0,1	0,1	Сл.	0,1	0,2		
FeO	1,1	1,4	1,2	0,9	0,8	1,0	1,2		
CaO	15,8	12,4	14,3	17,5	17,9	14,1	12,5		
Сумма	99,9	97,9	99,6	99,3	98,6	100,2	100,7		
Сумма катионов	5,00	5,08	5,02	5,00	4,94	5,05	5,02		
Ап, %	78,0	61,0	68,0	88,0	99,0	80,5	65,3		

Таблица 21

Состав фенокристаллов оливинов плагиотолентов кроноцкой серии, вес. %

Окислы	11 (443-125)						
	1	2	3	4	5*	6*	7*
SiO ₂	37,5	37,3	37,1	37,3	34,5	33,8	32,9
FeO	25,7	26,8	27,8	26,9	41,9	47,9	49,7
MgO	37,6	36,8	35,9	37,0	24,0	18,5	17,5
CaO	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
MnO	0,4	0,4	0,4	0,4	0,7	0,9	0,9
Сумма	101,5	101,6	101,5	101,9	101,4	101,4	101,3
Сумма катионов	3,02	3,02	3,02	3,02	3,02	3,00	3,01
<i>f</i>	28	29	31	29	50	55	62
Fo	72	72	69	71	50	40	38
Fa	28	29	31	29	50	60	62

Примечание. Fo—Mg₂SiO₄; Fa—Fe₂SiO₄.

Окислы	11 (443-125)		11 (443-125)			25 (448-95)
	8*	9*	10*, центр	11, край	12, край	13
SiO ₂	33,1	34,7	33,7	32,9	33,1	38,7
FeO	47,5	38,1	47,9	49,7	47,5	28,4
MgO	17,6	26,7	18,5	17,5	17,6	33,20
CaO	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3	0,5
MnO	0,9	0,7	0,9	0,9	0,9	0,4
Сумма	99,5	100,5	101,3	101,3	99,4	101,2
Сумма катионов	3,00	3,02	3,01	3,01	2,99	2,95
<i>f</i>	61	49	60	62	61	33
Fo	39	55	40	3,8	39	67
Fa	61	45	60	62	67	33

Таблица 22

Состав фенокристаллов клинопироксенов вулканитов Кроноцкой серии, вес. %

Окислы	5 (431-58)			6 (746-60)	
	1	2	3	4	5
SiO ₂	50,5	51,7	51,8	51,6	52,4
Al ₂ O ₃	3,4	4,0	2,6	2,7	2,1
Na ₂ O	0,3	0,2	0,1	0,1	Сл.
FeO*	10,4	8,8	8,6	0,2	8,9
MgO	16,1	17,9	17,7	17,2	17,8
CaO	17,7	18,4	18,7	19,0	18,4
MnO	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2
TiO ₂	0,5	0,3	0,3	0,3	0,3
Cr ₂ O ₃	0,1	0,2	0,3	0,3	0,2
Сумма	99,3	101,7	100,3	91,6	100,3
Сумма катионов	3,98	4,04	4,03	4,02	4,02
Wо	37	37	37	39	37
Еп	46	50	49	48	49
Fs	17	13	14	13	14
f	26,6	21,7	21,4	21	22,0

Окислы	11 (443-125)					
	13*	14*	15*	16*	17*	18*
SiO ₂	46,5	47,7	46,8	47,2	46,8	47,3
Al ₂ O ₃	4,9	4,5	4,5	3,9	4,1	3,6
Na ₂ O	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
FeO*	15,5	14,6	14,5	14,6	19,5	18,8
MgO	11,2	12,2	11,9	11,8	10,6	10,8
CaO	19,8	18,8	19,3	19,0	16,4	16,4
MnO	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,35
TiO ₂	1,7	1,2	1,5	1,3	1,2	1,0
Cr ₂ O ₃	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
Сумма	99,90	99,30	98,80	98,10	99,00	98,25
Сумма катионов	4,05	4,01	4,01	4,03	4,01	4,01
Wо	42	40	41	40	35	35
Еп	33	35	35	35	32	32
Fs	25	25	24	25	33	33
f	42	40	41	41	51	50

Примечание. 1-87 — высокоглиноземистые плагиотоленты; 88-110 — ферробазальты; 111-128 — ферроандезитобазальты; 129-162 — порфиновые долериты.

6 (746-60)				11 (443-130)		
6	7	8	9	10*	11*	12*
51,4	51,4	51,5	51,7	45,7	48,2	49,9
2,6	2,5	2,8	2,4	8,3	4,3	03,6
0,1	Сл.	0,2	Сл.	0,77	0,14	Сл.
8,7	8,1	8,3	8,2	19,0	18,3	11,9
17,6	16,8	17,0	17,1	5,8	9,7	13,7
18,7	19,0	18,8	18,8	15,5	17,0	19,1
0,2	0,2	0,2	0,2	0,5	0,4	0,2
0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	1,0	1,4
0,2	0,3	0,2	0,2	Сл.	0,1	Сл.
99,5	98,6	99,3	98,9	97,57	99,14	99,8
4,11	4,01	5,02	4,01	3,96	4,00	3,99
38	39	38	38	40	37	40
49	48	48	49	21	30	40
13	13	14	13	39	33	20
22,0	21,0	22	21,0	66	52	33

19*	17 (626-59)		25 (448-95)			
	20	21	22*	23*	24*	25*
47,0	51,2	50,6	50,8	52,4	51,8	49,1
4,2	3,3	3,6	2,5	2,8	2,5	5,4
Сл.	0,3	0,3	0,2	0,1	0,2	0,5
14,0	10,3	10,5	8,6	8,6	8,5	20,8
11,4	15,9	16,2	16,2	16,8	16,4	11,0
19,4	18,2	17,4	18,9	19,7	18,9	9,7
0,38	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,5
1,2	0,4	0,4	0,3	0,3	0,3	1,2
Сл.	0,1	0,1	0,3	0,4	0,3	0,1
97,58	99,9	99,40	98,00	101,30	99,10	98,30
4,01	4,03	4,02	4,02	4,02	4,01	3,94
42	38	36	39	39	39	23
34	46	47	47	47	47	37
24	16	17	13	14	14	40
27	27	22	22	22	23	52

Таблица 22 (продолжение)

Окислы	25 (448-95)					
	26*	27*	28*	29*	30*	31*
SiO ₂	48,5	50,5	49,5	46,8	48,3	47,7
Al ₂ O ₃	3,8	4,6	5,8	5,7	3,2	3,3
Na ₂ O	0,3	0,1	0,9	0,3	0,1	0,2
FeO*	21,7	12,8	19,2	22,8	23,0	15,4
MgO	12,3	15,1	11,3	11,5	13,4	11,3
CaO	10,3	16,1	10,6	9,3	12,3	19,1
MnO	0,4	0,3	0,4	0,5	0,5	0,1
TiO ₂	1,0	0,6	1,2	1,4	1,0	1,0
Cr ₂ O ₃	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	Сл.
Сумма	98,40	100,22	99,00	98,40	101,92	97,50
Сумма катионов	4,00	4,00	3,98	4,02	4,05	4,04
W ₀	23	34	25	21	25	41
En	38	44	37	37	38	33
Fs	39	32	38	42	37	26
f	50	36	50	53	50	44

Окислы	25 (448-95)					
	39*	40*	41*	42*	43*	44*
SiO ₂	48,0	48,4	48,5	50,4	49,2	49,1
Al ₂ O ₃	3,4	4,1	3,8	1,5	2,8	2,3
Na ₂ O	18,6	18,7	18,5	27,3	19,6	20,5
FeO*	12,9	12,0	12,2	13,0	11,8	12,8
MgO	14,8	16,0	16,2	6,4	15,6	14,3
CaO	0,5	0,4	0,7	0,7	0,5	0,5
MnO	0,9	0,9	0,9	0,5	0,7	0,6
TiO ₂	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,10	100,50	100,50	99,80	100,20	100,1
Сумма катионов	4,02	4,02	4,02	4,01	3,98	4,00
W ₀	31	34	34	17	33	30
En	38	35	35	38	34	36
Fs	31	31	31	45	33	34
f	45	47	46	55	49	48

25 (448-95)						
32*	33*	34*	35*	36*	37*	38*
46,9	45,9	47,0	45,5	48,9	47,1	51,3
4,7	4,9	3,3	5,1	5,4	6,0	2,4
0,2	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
14,5	18,1	20,9	17,7	14,0	13,8	16,7
11,3	9,3	8,5	9,6	14,7	12,7	6,0
20,1	19,0	17,6	19,2	15,7	17,1	13,6
0,3	0,3	0,5	0,4	0,3	0,3	0,4
1,4	1,4	1,1	1,2	0,7	0,8	0,4
1,0	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
100,40	98,90	98,90	98,70	99,82	97,80	80,20
5,05	4,04	4,00	4,02	4,01	4,01	4,00
42	41	38	41	33	37	27
33	28	26	28	43	39	46
25	31	36	30	24	24	27
42	52	58	51	35	38	37

25 (448-95)						
45*	46*	47*	48*	49*	50*	51*
48,7	47,6	48,3	48,9	48,7	47,0	46,8
3,1	4,5	4,3	3,2	3,3	5,3	4,8
19,0	18,0	18,1	20,2	22,9	18,3	14,5
11,8	11,8	11,2	12,4	9,5	12,1	11,4
16,0	16,5	16,5	14,7	15,4	16,2	20,1
0,4	0,4	0,4	0,5	0,5	0,4	0,3
0,7	1,1	1,0	0,9	1,3	1,3	1,5
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
99,70	99,9	100,52	100,80	101,60	100,60	99,40
4,00	4,01	4,02	4,00	4,01	4,03	4,03
34	35	35	31	33	34	42
34	35	35	36	28	35	34
32	30	30	33	39	31	24
48	47	46	48	58	46	4

Таблица 22 (продолжение)

Оксиды	25 (448-95)					
	52*	53*	54*	55*	56*	57*
SiO ₂	47,0	52,4	52,4	52,7	51,7	50,7
Al ₂ O ₃	4,7	1,0	1,4	1,4	1,6	4,5
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—
FeO*	14,3	22,3	22,0	21,8	22,6	20,4
MgO	11,1	18,3	17,8	18,2	15,2	11,5
CaO	20,3	5,7	6,9	6,4	8,3	13
MnO	0,3	0,6	0,5	0,6	0,6	0,5
TiO ₂	1,5	0,2	0,3	0,3	0,4	0,8
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,20	100,50	101,30	101,40	100,40	101,40
Сумма катионов	4,01	4,00	4,00	4,00	3,98	3,94
Wo	43	12	14	13	18	29
En	33	52	50	51	44	35
Fs	24	36	36	36	38	36
f	4	41	41	41	46	50

Оксиды	25 (448-95)					
	65*	66*	67*	68*	69*	70*
SiO ₂	49,7	48,5	44,6	47,6	48,1	47,1
Al ₂ O ₃	1,1	1,2	1,5	1,2	1,2	1,5
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—
FeO*	7,4	4,2	5,0	4,5	4,3	5,0
MgO	22,4	24,3	20,7	19,3	18,0	17,5
CaO	0,4	0,4	0,4	0,3	0,4	0,3
MnO	10,9	12,8	8,1	8,6	9,3	9,4
TiO ₂	9,7	9,1	17,5	18,6	19,0	19,1
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—
Сумма	101,6	100,5	97,8	100,1	100,3	99,9
Сумма катионов	3,91	3,97	4,03	4,00	4,00	3,97
Wo	23	20	39	41	41	42
En	35	38	25	26	28	28
Fs	42	42	36	33	31	30
f	54	52	59	56	52	51

25 (448-95)						
58*	59*	60*	61*	62*	63*	64*
49,8	47,5	48,2	47,9	48,0	48,9	48,6
3,1	4,9	1,5	1,3	1,7	1,9	1,6
—	—	—	—	—	—	—
19,9	15,4	3,7	4,9	4,6	6,0	6,3
13,5	11,8	24,4	23,4	23,1	21,5	21,8
12,6	18,5	0,4	0,6	0,5	0,4	0,3
0,5	0,3	13,1	11,9	11,4	9,6	10,1
0,7	1,0	9,1	10,0	11,6	10,5	10,8
—	—	—	—	—	—	—
100,10	99,40	100,40	100,00	100,90	98,80	99,53
3,99	4,02	3,99	3,96	3,99	3,88	3,91
27	39	19	22	25	26	26
40	35	39	37	35	33	33
33	26	42	41	40	41	41
46	43	51	53	54	56	55

25 (448-95)						
71*	72*	73*	74*	75*	76*	77*
47,7	47,2	49,8	49,4	49,3	48,2	47,2
1,3	1,4	0,9	3,5	6,9	4,9	6,3
—	—	—	—	—	—	—
4,7	4,4	5,9	18,2	13,9	12,5	14,5
17,4	18,9	13,9	14,5	11,4	13,0	11,5
0,3	0,4	0,4	13,9	17,1	18,7	18,8
9,4	9,2	13,8	0,4	0,3	0,2	0,3
19,1	18,7	15,1	0,7	0,8	0,7	1,2
—	—	—	—	—	—	—
99,9	100,2	99,8	100,6	99,7	98,2	99,8
3,99	4,00	3,95	4,01	3,95	3,99	4,01
42	40	33	29	39	40	40
28	28	42	41	36	39	35
30	32	24	30	25	21	25
51	54	36	42	41	35	42

Таблица 22 (продолжение)

Оксиды	25 (448-95)					
	78*	79*	80*	81*	82*	83*
SiO ₂	46,5	47,2	47,5	45,3	47,1	45,8
Al ₂ O ₃	5,9	5,2	4,6	4,9	3,4	5,7
Na ₂ O	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
FeO*	16,8	15,8	18,6	20,1	21,6	19,9
MgO	9,9	11,0	11,1	8,6	7,1	7,9
CaO	17,9	18,8	16,7	17,8	18,4	19,0
MnO	0,3	0,3	0,1	0,4	0,5	0,4
TiO ₂	1,4	1,2	1,3	1,4	1,3	1,6
Cr ₂ O ₃	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
Сумма	98,7	99,5	99,9	98,5	99,4	100,3
Сумма катионов	3,99	4,01	4,01	4,02	4,01	4,00
Wо	40	40	36	39	40	42
Еп	30	33	33	26	22	24
Fs	30	27	31	35	38	35
f	49	45	48	57	63	59

Оксиды	15 (627-65)					
	91*	92*	93*	94*	95*	96*
SiO ₂	48,6	48,5	46,9	49,5	47,7	46,7
Al ₂ O ₃	4,9	4,9	5,5	4,1	5,0	5,0
Na ₂ O	0,2	Сл.	0,6	0,2	0,2	0,2
FeO*	11,8	11,3	14,4	10,3	13,1	14,2
MgO	14,0	14,4	11,8	14,2	12,7	12,1
CaO	18,7	19,2	18,7	19,6	19,1	18,5
MnO	0,3	0,2	0,3	0,2	0,3	0,3
TiO ₂	0,8	0,8	1,6	0,6	0,8	1,3
Cr ₂ O ₃	0,1	Сл.	0,1	0,1	Сл.	Сл.
Сумма	99,4	99,3	99,9	98,8	98,9	98,3
Сумма катионов	4,03	4,04	4,05	4,03	4,04	4,03
Wо	39	40	40	41	41	40
Еп	41	42	35	42	37	36
Fs	20	19	25	17	22	25
f	33	31	41	29	37	40

25 (448-95)				13 (717-29)		
84*	85*	86*	87*	88*	89*	90*
47,8	46,8	47,3	48,0	51,0	51,9	49,3
5,3	6,5	6,0	4,3	2,8	2,3	4,4
Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,2	0,1	0,5
18,6	14,8	15,5	17,5	9,3	8,5	11,4
9,9	10,4	10,1	9,8	16,7	16,8	14,1
18,4	20,0	19,4	18,3	19,3	19,0	18,7
0,4	0,3	0,3	0,4	0,2	0,2	0,2
1,1	1,0	1,1	1,0	0,4	0,3	0,7
Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,2	0,2	0,1
101,5	99,7	99,8	99,3	100,1	99,3	99,4
4,00	4,00	4,00	3,90	4,04	4,00	4,05
39	43	42	40	39	39	39
29	31	31	40	46	48	41
32	26	27	30	15	13	19
52	45	47	51	24	22	32

15 (627-65)						
97*	98*	99*	100*	101*	102*	103*
47,3	46,9	48,1	49,1	50,1	51,2	50,0
5,4	6,1	4,4	4,0	3,8	1,9	2,1
0,4	0,3	0,1	0,2	0,1	0,2	0,5
12,7	13,7	15,1	12,0	10,4	11,8	14,8
13,7	12,8	13,3	15,0	15,5	17,3	15,8
17,7	18,1	17,8	18,5	19,6	16,8	15,9
0,4	0,3	0,4	0,3	0,3	0,3	0,4
1,0	1,2	1,3	0,7	0,6	0,4	0,5
0,1	Сл.	Сл.	Сл.	0,6	0,1	Сл.
98,5	99,4	100,5	99,8	100,4	100,0	100,0
4,04	4,03	4,02	4,04	4,02	4,02	4,03
38	39	37	38	40	33	32
41	38	38	42	44	48	44
21	23	25	20	16	19	24
35	39	40	31	28	28	35

Таблица 22 (продолжение)

Оксиды	15 (627-65)					
	104*	105*	106*	107*	108*	109*
SiO ₂	51,1	48,8	48,0	48,3	52,9	50,1
Al ₂ O ₃	2,2	4,6	4,9	4,8	1,3	2,5
Na ₂ O	0,3	0,2	0,2	0,2	Сл.	Сл.
FeO*	13,7	12,0	13,6	14,1	22,4	16,6
MgO	18,4	15,0	12,8	14,0	21,4	11,7
CaO	14,3	18,3	19,0	17,5	2,5	18,4
MnO	0,3	0,3	0,3	0,3	0,6	0,5
TiO ₂	0,4	0,8	1,1	1,0	0,3	0,6
Cr ₂ O ₃	Сл.	0,1	Сл.	0,1	Сл.	Сл.
Сумма	100,7	10,01	99,9	100,3	101,4	100,4
Сумма катионов	4,04	4,03	4,03	4,03	4,01	4,00
Wo	28	38	40	37	05	38
En	50	43	37	40	29	34
Fs	22	19	23	23	36	28
f	30	31	38	37	38	45

Оксиды	40 (631-73)		
	117*, центр	118*, край	119*, центр
SiO ₂	52,9	50,10	53,0
Al ₂ O ₃	1,3	2,5	1,3
Na ₂ O	Сл.	Сл.	Сл.
FeO*	22,4	16,6	20,6
MgO	21,4	11,7	22,5
CaO	2,52	18,4	2,0
MnO	0,6	0,5	0,5
TiO ₂	0,3	0,6	0,2
Cr ₂ O ₃	-	-	-
Сумма	101,3	100,4	100,1
Сумма катионов	4,01	4,01	4,0
Wo	5	38	4
En	59	34	63
Fs	36	28	33
f	38	45	34

	40 (631-73)						
	110*	111*	112*	113*	114*	115*	116*
	53,0	51,3	49,4	52,5	50,7	48,3	47,8
	1,3	2,4	2,1	1,0	2,3	2,5	2,2
	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
	20,6	14,0	20,2	23,0	15,1	25,3	26,9
	22,4	14,0	9,0	18,8	13,6	9,0	7,3
	2,0	17,6	17,7	4,6	17,3	13,8	13,7
	0,5	0,4	0,5	0,6	0,4	0,6	0,8
	99,2	0,5	0,7	0,3	0,6	0,8	0,9
	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
	100,1	100,2	99,6	100,8	100,0	100,3	99,6
	4,00	4,00	4,02	3,99	4,00	4,01	4,00
	04	37	38	09	36	30	30
	63	40	27	53	39	27	22
	33	23	35	38	25	43	48
	34	37	56	41	38	62	68

	40 (631-73)				
	120*, край	121*, центр	122*, край	123*, край	124*
	51,3	62,5	50,7	49,4	48,2
	2,4	1,0	2,3	2,1	1,9
	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
	14,0	23,0	15,1	20,2	28,4
	14,0	18,8	13,6	9,0	7,9
	17,6	4,54	17,3	17,7	12,5
	0,4	0,6	0,4	0,5	0,7
	0,5	0,3	0,6	0,7	0,8
	-	-	-	-	-
	100,1	100,7	99,8	99,6	100,4
	4,0	4,0	4,01	4,0	4,01
	37	9	36	38	27
	40	53	39	27	24
	23	38	25	35	49
	37	41	38	56	67

Таблица 22 (продолжение)

Окислы	40 (631-73)				4 (1179/a)	
	125*	126*	127*	128*	129*	130*
SiO ₂	47,7	48,2	43,3	48,2	51,1	51,2
Al ₂ O ₃	1,8	1,9	1,6	1,1	2,8	0,2
Na ₂ O	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
FeO*	38,5	28,4	43,8	42,6	11,4	29,0
MgO	6,2	7,9	4,7	4,4	14,7	16,5
CaO	4,9	12,5	4,2	3,5	17,8	1,2
MnO	0,9	0,7	1,0	1,1	0,3	0,6
TiO ₂	0,7	0,8	2,1	0,4	0,4	0,1
Cr ₂ O ₃	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
Сумма	100,7	100,4	100,7	101,3	98,5	98,8
Сумма катионов	3,99	4,00	4,06	3,97	4,06	3,98
Wо	11	27	09	08	37	3
En	19	24	14	14	43	48
Fs	70	49	77	78	20	49
f	78	67	84	85	31	50

Окислы	3 (1185/a)				
	138*	139*	140*	141 ⁻	142 ⁻
SiO ₂	50,7	48,9	44,3	48,3	48,1
Al ₂ O ₃	0,6	1,0	10,7	0,6	0,4
Na ₂ O	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
FeO*	18,1	21,0	18,0	37,1	38,9
MgO	9,4	7,5	10,5	7,6	6,9
CaO	20,7	19,2	12,1	5,6	3,7
MnO	0,8	0,9	0,3	1,0	1,1
TiO ₂	0,1	0,2	1,8	0,2	0,1
Cr ₂ O ₃	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
Сумма	100,4	98,7	99,7	100,4	99,2
Сумма катионов	4,00	4,00	3,91	4,02	3,72
Wо	43	41	30	12	8
En	27	22	35	23	22
Fs	30	37	35	65	70
f	53	62	49	74	76

	4 (1179/a)		3 (1185/a)				
	131*	132*	133*	134*	135*	136*	137*
	50,1	51,6	51,1	49,8	50,0	50,7	51,0
	2,8	0,7	1,0	2,4	2,2	0,4	0,1
	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
	11,6	13,1	13,2	14,3	16,7	20,1	21,2
	15,2	11,6	11,6	11,0	11,0	7,4	7,1
	18,3	20,8	20,7	20,2	19,1	20,9	21,1
	0,3	0,2	0,3	0,3	0,6	1,0	1,2
	0,5	0,1	0,2	0,5	0,5	0,1	Сл.
	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
	98,8	98,1	98,1	98,5	100,1	100,6	101,7
	4,01	4,2	3,98	3,99	3,99	4,00	4,00
	38	44	44	43	40	44	44
	43	34	34	33	32	22	22
	20	22	22	24	28	34	36
	31	39	40	43	47	62	64

	3 (1185/a)						
	143 ⁻	144*	145*	146*	147*	148*	149*
	50,1	51,3	51,1	51,1	51,8	50,9	51,6
	1,3	1,1	2,3	0,4	0,9	1,3	0,7
	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
	15,7	13,1	13,0	20,8	13,3	13,7	13,9
	11,3	12,2	11,0	6,3	11,3	12,0	11,9
	20,3	20,8	20,3	19,8	20,6	19,9	20,3
	0,4	Сл.	0,3	0,7	0,3	0,3	0,4
	0,7	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,2
	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
	99,8	98,6	98,2	99,2	98,4	98,2	99,0
	4,01	4,00	3,95	3,96	3,98	3,98	3,99
	42	43	44	43	44	42	42
	32	35	33	19	34	35	35
	26	22	23	38	22	23	23
	44	38	40	66	40	40	40

Таблица 22 (окончание)

Окислы	3 (1185/a)					
	150 ⁻	151 ⁻	152*	153*	154 ⁻	155 ⁻
SiO ₂	47,7	48,0	48,9	49,8	48,3	47,7
Al ₂ O ₃	0,2	0,8	3,1	2,4	0,3	0,2
Na ₂ O	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
FeO*	39,7	41,5	16,4	14,3	39,6	39,7
MgO	4,9	4,8	10,3	11,0	4,9	4,9
CaO	5,3	3,8	18,8	20,2	6,3	5,3
MnO	1,3	1,2	1,0	0,3	1,3	1,3
TiO ₂	0,2	0,2	0,6	0,5	0,1	0,2
Cr ₂ O ₃	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
Сумма	99,3	99,8	98,6	98,5	100,8	99,3
Сумма катионов	3,94	3,97	4,95	3,99	3,94	3,97
Wо	12	9	41	43	12	12
En	15	15	31	33	15	15
Fs	73	76	28	24	73	73
f	83	83	48	43	82	83

Таблица 23

Состав микролитов и магнетитов из вулканитов кроноцкой серии, вес. %

Окислы	11 (443-125)	15 (627-65)			
	0	1	2	3	4
SiO ₂	0,1	0,3	0,1	0,2	0,1
Al ₂ O ₃	3,7	3,2	3,9	3,3	3,3
FeO	35,2	39,5	31,5	41,3	39,8
Fe ₂ O ₃	52,6	40,9	55,0	38,2	41,9
MgO	1,9	1,0	2,7	0,8	1,2
CaO	0,3	0,1	0,1	0,1	0,2
MnO	Сл.	0,4	0,3	0,4	0,3
TiO ₂	6,9	11,7	5,1	13,2	11,8
Cr ₂ O ₃	0,2	0,1	0,1	0,1	Сл.
Сумма	100,9	97,2	98,8	97,6	98,6
Сумма катионов	23,99	23,96	23,96	23,97	23,96
f	-	95,57	86,90	96,64	94,87

Примечание. 11, 25 - плагиотолцит; 15, 17 - ферробазальт.

3 (1185/a)						
156 ⁻	157 ⁻	158 ⁻	159 ⁻	160 ⁻	161 ⁻	162 ⁻
48,9	47,8	48,0	47,4	48,3	48,1	48,2
3,1	0,3	0,3	0,1	0,6	0,4	0,3
Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
16,4	40,1	41,5	40,7	37,2	38,9	41,3
10,3	5,3	4,8	4,9	7,6	6,9	4,7
18,8	3,9	3,8	3,7	5,6	3,7	3,9
0,5	1,4	1,2	1,4	1,0	1,1	1,3
0,6	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,2
Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
98,6	98,9	99,8	98,3	100,5	99,2	99,9
3,08	3,97	3,97	3,98	4,00	3,98	3,97
41	9	9	9	12	8	9
31	17	15	16	23	22	15
28	74	76	75	65	70	76
48	81	83	83	74	76	84

15 (627-65)		17 (627-65)			25 (448-95)
5	6	7	8	9	10
0,2	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1
4,4	3,3	3,3	3,8	3,5	3,0
34,6	38,8	40,4	39,1	37,9	38,3
53,7	43,2	41,6	44,6	46,4	48,6
2,4	1,3	1,0	0,9	1,1	1,2
0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	Сл.
0,3	0,2	0,4	0,3	0,4	0,3
5,4	10,9	12,0	10,1	9,3	9,4
0,1	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,1
101,2	97,9	98,9	99,2	98,9	101,0
23,84	23,99	23,97	24,01	23,98	94,59
88,72	94,29	95,74	96,28	95,34	-

Т а б л и ц а 24

Содержание некоторых главных (%) и редких (г/т) элементов в базальтах Кроноцкой серии

Оксиды и элементы	Высокоглиноземистые плагиотолиты						
	706-11*	745-59**	721-32**	747-60	712-19	714-22	722-33
Al ₂ O ₃	19,6	20,5	19,6	19,1	20,5	20,7	19,8
FeO*	10,51	9,00	10,54	9,26	10,18	10,33	10,03
K	3250	1083	2410	2250	3083	2600	2666
Sr	158	193	164	193	185	189	180
K/Sr	20	5,5	15	12	17	14	15

Примечание. Калий пересчитан в г/т; аналитик И.А. Рощина, ГЕОХИ АН СССР.

Оксиды и элементы	Высокоглиноземистые плагиотолиты			Ферробазальты		
	760-70	762-70	717-28	715-23	704-5**	709-15
Al ₂ O ₃	18,7	19,7	19,0	13,1	16,5	16,2
FeO*	11,18	9,8	11,0	13,14	11,55	12,88
K	18,3	3333	3830	2666	9833	3250
Sr	175	186	179	111	177	157
K/Sr	10	18	21	24	55	21

Т а б л и ц а 25

Состав вулканитов свиты мыса Каменистого, вес. %

Оксиды	1						
	457-134	406	616-30	618-35	407	408	403-167
SiO ₂	48,48	48,66	50,12	50,20	48,82	50,27	49,18
TiO ₂	0,49	0,67	0,70	0,48	0,66	0,84	0,51
Al ₂ O ₃	18,39	18,79	17,59	18,27	18,42	17,93	19,49
Fe ₂ O ₃	3,10	3,71	5,21	3,66	3,78	5,13	2,19
FeO	7,61	6,60	5,28	6,75	6,94	5,93	6,57
MnO	0,17	0,18	0,22	0,23	0,25	0,25	0,18
MgO	5,98	5,58	5,51	6,08	4,94	4,71	5,79
CaO	10,74	10,15	8,53	9,05	9,51	9,40	10,26
Na ₂ O	3,12	2,57	3,44	3,36	3,42	2,40	4,05
K ₂ O	0,17	0,59	1,62	0,21	0,43	1,09	0,34
P ₂ O ₅	0,04	0,08	1,93	0,59	0,1	0,04	0,03
H ₂ O ⁺	-	1,10	-	-	1,64	1,06	1,06
H ₂ O ⁻	-	0,74	-	-	0,54	0,64	0,17
П.п.п.	1,71	-	1,19	0,76	-	-	-
Сумма	100,10	99,42	99,60	99,12	99,45	99,69	99,82

Высокоглиноземистые плагиотолиты							
711-18	706-10**	712-2	760-62	760-63	760-65	760-66	760-67
19,7	21,1	18,30	17,0	18,0	17,7	19,6	17,6
9,88	9,53	10,82	11,9	11,03	10,43	10,70	10,96
4000	4833	4166	1666	12,50	10,00	583	20,8
196	209	184	122	110	200	160	166
20	23	23	14	11	5	3,6	13

Ферробазальты							
717-29	734-A	765-73	718-31	706-13**	710-16	729-40	717-27
15,2	14,8	14,6	14,50	15,3	16,9	16,3	16,06
13,00	13,04	13,01	11,75	13,64	12,35	11,00	13,61
5416	5083	9083	7250	6080	5333	3910	3833
103	111	58	162	140	156	71	111
53	46	150	45	43	34	55	35

1		2				3	
405-1	405-1A	421-8	421-5	421-2	421-4	421-32	421-30
49,90	48,86	49,08	47,16	47,28	48,42	47,25	48,50
0,52	0,63	0,88	0,93	0,80	1,00	0,70	0,68
18,55	18,04	16,65	17,06	16,61	15,73	17,33	19,16
4,12	3,04	12,28	7,56	6,56	6,68	5,58	6,44
6,54	7,34	-	4,68	6,32	4,39	6,21	3,80
0,18	0,19	0,28	0,27	0,14	0,18	0,20	0,18
5,91	6,35	5,30	5,65	5,60	6,41	5,64	4,08
10,25	9,55	8,44	9,03	7,95	8,93	10,60	11,32
2,55	3,25	2,79	3,34	3,37	3,14	2,55	2,32
0,29	0,36	0,24	0,24	0,70	0,48	0,38	0,15
0,07	0,03	0,25	0,24	0,17	0,16	-	-
1,0	1,42	0,94	1,61	1,32	1,72	-	-
-	0,57	2,36	3,06	2,52	1,47	0,45	0,58
-	-	-	-	-	-	3,40	3,33
99,88	99,63	99,79	99,86	99,64	99,71	100,28	100,41

Таблица 25 (окончание)

Окислы	3		4		5		6
	421-24	421-159	610-16e	608-13	608-14	769-77	
SiO ₂	47,45	48,80	47,40	45,48	47,10	49,40	
TiO ₂	0,80	0,46	1,05	0,71	0,51	0,92	
Al ₂ O ₃	20,58	19,98	15,09	19,46	19,84	15,54	
Fe ₂ O ₃	6,44	5,66	5,17	3,66	3,77	5,84	
FeO	3,26	4,99	7,34	5,30	5,64	3,57	
MnO	0,16	0,09	0,21	0,16	0,17	0,13	
MgO	3,55	4,93	6,10	4,51	4,71	6,75	
CaO	12,63	10,98	8,66	10,18	10,07	6,58	
Na ₂ O	2,26	2,77	4,72	2,71	3,05	3,31	
K ₂ O	0,27	0,12	0,48	0,72	0,35	0,61	
P ₂ O ₅	—	0,07	0,04	0,09	0,18	0,11	
H ₂ O ⁺	—	—	2,83	4,39	—	2,39	
H ₂ O ⁻	—	—	0,74	1,18	1,77	4,70	
П.п.п.	2,02	1,16	—	—	3,88	—	
Сумма	99,9	100,01	99,83	99,56	101,04	99,85	

Таблица 26

Состав вулканитов кроноцкой серии, вес. %

Окислы	1*		2*		3*	4*		5
	Кр-104	Кр-131	К-130	Кр-129	117-Б	661	746-60	
SiO ₂	48,78	48,35	48,65	47,75	47,58	45,38	47,44	
TiO ₂	0,81	0,78	0,72	0,82	0,72	0,70	0,70	
Al ₂ O ₃	21,73	22,40	22,64	21,26	21,01	20,81	19,75	
Fe ₂ O ₃	9,20°	8,24°	7,88°	8,85°	3,61	3,78	3,48	
FeO	—	—	—	—	6,01	5,60	6,45	
MnO	0,15	0,15	0,14	0,16	0,17	0,11	0,19	
MgO	4,21	3,75	3,58	4,54	3,87	4,49	4,64	
CaO	12,81	12,56	12,74	12,11	12,12	10,05	13,37	
Na ₂ O	1,73	1,72	1,78	2,62	2,30	3,37	1,75	
K ₂ O	0,37	0,31	0,24	0,28	0,48	0,22	0,36	
P ₂ O ₅	0,12	0,12	0,12	0,11	0,14	0,12	0,19	
H ₂ O ⁺	0,65	1,38	1,28	1,33	1,54	4,88	0,47	
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	0,20	0,22	1,52	
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	—	
Сумма	100,56	99,76	99,77	99,83	99,75	99,82	100,31	

7		8		9			
672-171	428-51	428-50	672-171	432-59	432-70	432-70a	432-68
45,69	47,02	48,90	47,94	49,30	47,74	47,22	47,24
0,76	0,59	0,78	0,75	0,60	0,52	0,74	0,73
18,59	18,74	20,82	18,29	21,13	17,84	17,84	17,33
5,39	4,33	4,01	4,98	3,48	3,46	3,25	3,77
5,61	4,92	5,28	6,11	7,00	7,61	7,46	7,52
0,19	0,17	0,16	0,19	0,16	0,18	0,19	0,20
4,57	4,05	4,65	4,77	3,82	5,63	5,63	6,12
7,41	7,69	11,34	7,50	11,83	10,74	9,97	9,69
3,88	4,26	2,16	4,25	1,80	3,05	2,86	2,70
0,49	0,31	0,47	0,28	0,37	0,40	0,48	0,38
0,12	0,09	—	0,01	0,14	0,06	0,02	0,04
4,24	5,64	—	—	—	2,55	2,62	2,75
2,52	1,89	0,26	—	0,89	1,12	1,27	1,34
—	0,18	1,33	4,32	0,23	—	—	—
99,64	99,70	100,16	99,39	100,75	100,90	99,55	99,81

6							7*
431-58-M	431-58-C	431-56	602-1	431-55	431-56	603-3	604-1
48,18	47,92	49,42	50,44	49,70	49,64	49,12	49,438
0,76	0,85	0,55	0,59	0,65	0,57	0,64	0,68
20,74	20,07	20,18	19,61	19,10	19,89	19,64	19,71
2,68	2,53	3,17	2,55	3,63	3,89	4,46	4,12
6,14	6,66	7,41	7,90	7,54	6,75	5,89	5,24
0,18	0,17	0,16	0,18	0,17	0,16	0,18	0,13
3,59	3,75	4,75	4,05	5,04	4,52	5,12	5,07
12,98	12,42	12,20	11,23	11,46	11,71	11,88	12,09
2,26	2,26	2,35	2,17	1,75	1,75	1,80	2,27
0,36	0,48	0,30	0,42	0,30	0,27	0,20	0,42
0,08	0,08	0,06	0,11	0,08	0,08	1,30	0,12
1,68	1,69	—	—	—	—	—	—
1,26	1,00	—	—	—	—	—	—
—	—	0,42	0,18	0,26	0,38	0,73	1,20
100,89	99,88	100,97	99,43	99,68	99,61	99,75	100,43

Таблица 26 (продолжение)

Оксиды	8		9		10*		11
	722-33	734-C	734-AC	734-A	721-32	443-130	443-125
SiO ₂	49,10	51,22	49,96	49,60	48,34	47,72	48,86
TiO ₂	0,81	1,07	1,09	1,07	0,77	0,49	0,70
Al ₂ O ₃	21,59	14,39	14,65	14,94	19,19	21,32	20,66
Fe ₂ O ₃	9,92°	3,02	2,80	4,04	10,38°	3,33	3,71
FeO		10,25	10,34	8,90		6,46	5,96
MnO	0,16	0,22	0,24	0,22	0,16	0,15	0,16
MgO	3,71	5,44	5,34	5,74	3,77	4,66	4,51
CaO	12,25	9,80	10,43	10,22	12,26	12,44	11,40
Na ₂ O	2,50	2,27	2,28	1,93	2,52	2,45	2,40
K ₂ O	0,32	0,68	0,62	0,60	0,30	0,32	0,37
P ₂ O ₅	0,11	0,15	0,16	0,15	0,11	0,05	0,05
H ₂ O ⁺	0,71	1,35	1,95	1,32	0,74	0,51	0,33
H ₂ O ⁻	0,35	0,52	0,32	1,40	0,4	-	0,73
П.п.п.	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	100,53	100,39	100,02	100,13	99,18	99,90	99,84

Оксиды	14		15				
	627-63	Кр-168	717-27	Кр-165	Кр-166	627-65	627-64
SiO ₂	45,48	47,46	45,60	48,04	48,02	49,46	49,28
TiO ₂	1,07	1,03	1,09	1,15	1,09	0,91	0,84
Al ₂ O ₃	17,51	18,79	15,77	16,61	16,48	16,22	16,89
Fe ₂ O ₃	6,83		6,44			5,68	5,49
FeO	5,99	11,43°	7,60	12,33°	12,14°	7,33	7,75
MnO	0,20	0,18	0,23	0,23	0,23	0,21	0,20
MgO	5,19	5,44	5,85	6,31	6,15	6,01	5,46
CaO	11,06	11,34	11,20	11,37	11,43	10,80	10,36
Na ₂ O	1,93	1,85	1,89	1,82	1,87	2,20	2,10
K ₂ O	0,48	0,20	0,24	0,17	0,18	0,31	0,21
P ₂ O ₅	0,23	0,19	0,19	0,21	0,18	0,18	0,11
H ₂ O ⁺	0,12	1,10	1,41	1,86	1,44	-	-
H ₂ O ⁻	3,46	Н.о.	2,69	-	-	-	-
П.п.п.	-	-	-	-	-	0,87	0,77
Сумма	99,55	99,01	100,20	100,12	99,21	100,18	99,46

11		12*	13			
443-12	Кр-159	637	627-62-A	717-29	Кр-167	Кр-169
47,96	47,63	48,15	46,68	45,55	47,91	48,18
0,62	0,64	0,61	1,10	1,15	1,13	1,13
20,93	21,65	21,22	16,95	15,62	14,83	16,03
3,32		3,22	13,88	7,18		
6,05	8,03°				14,21°	12,21°
0,17	0,15	7,32	-	6,25		
4,66	4,11	0,16	0,29	0,20	0,25	0,21
11,79	12,85	3,56	6,20	5,95	6,28	6,20
2,36	1,69	12,10	9,30	10,78	11,07	10,96
0,22	0,30	2,11	1,96	2,07	1,94	2,03
0,05	0,12	0,40	0,77	0,55	0,32	0,70
0,79	2,21	0,10	0,25	0,15	0,19	0,20
0,62	-	0,23	0,94	1,45	1,72	1,20
-	-	0,89	2,18	2,63	-	-
99,54	99,38	100,07	100,50	99,53	99,85	99,05

15		16			17	
627-65-A	627-65B	Кр-171	Кр-172	Кр-170	626-61	626-59
47,32	46,98	49,49	48,69	48,24	49,08	49,14
1,28	1,07	1,07	0,89	0,88	0,78	0,64
15,73	15,45	18,29	21,94	21,47	20,93	21,29
6,99	5,89				4,15	3,99
6,93	7,31	11,11°	8,55°	9,48°	5,89	6,03
0,26	0,22	0,21	0,15	0,15	0,16	0,17
6,13	5,95	4,30	2,97	3,41	3,74	3,76
9,57	11,20	11,19	12,75	12,38	11,66	11,44
2,02	1,98	2,13	1,95	1,95	2,20	2,10
0,24	0,40	0,44	0,36	0,37	0,37	0,50
0,26	0,19	0,21	0,19	0,18	0,07	0,05
1,03	1,14	1,49	1,08	1,36	-	-
2,25	2,15	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	0,46	0,21
100,01	99,94	99,93	99,52	99,87	99,49	99,32

Таблица 26 (продолжение)

Окислы	17		18			19	
	454-A-118	454-A-119	454-113	626-61	454-112	804-5	715-23
SiO ₂	48,12	48,76	48,82	49,08	48,50	48,18	48,0
TiO ₂	0,63	0,60	0,65	0,78	0,65	0,86	1,35
Al ₂ O ₃	21,50	21,13	19,78	20,98	21,50	20,71	14,37
Fe ₂ O ₃	3,03	3,43	4,07	4,15	3,45	3,75	4,56
FeO	7,69	7,00	6,11	5,89	6,82	5,70	10,74
MnO	0,15	0,16	0,15	0,16	0,15	0,17	0,27
MgO	3,34	3,82	4,05	3,74	2,70	2,82	5,19
CaO	12,49	11,83	12,73	11,66	12,73	12,95	10,71
Na ₂ O	2,45	1,80	2,50	2,20	2,35	2,05	1,88
K ₂ O	0,42	0,37	0,39	0,37	0,40	0,48	0,48
P ₂ O ₅	0,09	0,14	0,08	0,07	0,09	0,23	0,23
H ₂ O ⁺	-	-	-	-	1,09	0,81	1,06
H ₂ O ⁻	-	-	-	-	-	1,46	1,27
П.п.п.	0,52	0,23	0,62	0,46	-	-	-
Сумма	100,43	99,27	100,15	99,49	100,43	100,17	100,11

Окислы	23		24				
	450-99	Кр-177	449-98-М	449-98-М	449-98-С	449-98	449-97
SiO ₂	48,60	47,99	46,92	47,93	48,56	48,29	48,70
TiO ₂	0,63	0,65	0,92	0,82	0,81	0,82	0,60
Al ₂ O ₃	21,74	21,00	21,75	21,62	21,15	21,43	20,95
Fe ₂ O ₃	3,55	8,67°	4,99	5,03	2,90	2,43	2,73
FeO	6,11	-	4,38	4,72	6,32	6,94	8,12
MnO	0,14	0,18	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15
MgO	2,99	3,71	3,74	4,00	2,82	3,87	4,22
CaO	12,69	12,18	11,78	11,54	12,98	11,40	11,47
Na ₂ O	2,27	1,99	2,12	2,32	2,37	2,40	2,35
K ₂ O	0,32	0,36	0,30	0,32	0,60	0,57	0,40
P ₂ O ₅	0,11	0,20	0,12	0,05	0,10	0,05	0,09
H ₂ O ⁺	-	-	1,12	1,18	0,90	1,08	-
H ₂ O ⁻	-	-	1,13	1,11	0,80	0,11	-
П.п.п.	0,63	2,61	-	-	-	-	0,38
Сумма	99,78	99,64	99,42	99,79	100,46	99,54	100,16

20	21*			22		23
	Кр-187	623-43	623-43-A	624-46	Кр-175	
62,87	49,00	49,76	45,20	48,99	48,74	47,58
0,96	1,10	0,94	1,12	1,19	0,65	0,92
13,03	15,89	16,42	14,86	16,51	21,15	20,43
8,33°	6,92	6,75	6,96	13,87°	3,96	2,11
-	5,95	6,29	7,08	-	6,68	8,04
0,16	0,30	0,21	0,20	0,19	0,15	0,17
3,19	5,39	5,70	6,55	6,84	3,52	2,87
8,19	9,09	10,39	10,50	11,00	12,44	12,98
1,90	2,06	1,92	1,65	1,58	2,35	2,45
0,66	0,62	0,59	0,55	0,21	0,42	0,50
0,19	0,25	0,23	0,29	0,20	0,09	0,10
1,16	1,61	-	0,76	0,97	-	-
-	2,07	-	3,78	-	-	-
-	-	1,22	-	-	0,56	1,90
100,64	100,25	100,46	99,50	101,55	100,71	100,06

25	26	27	28				
				448-94	448-95	448-94-A	802-2
48,04	48,50	48,08	48,18	48,49	49,85	57,25	50,81
0,55	0,63	0,86	0,95	0,88	0,98	1,09	1,25
21,57	21,57	21,13	20,20	21,39	15,84	13,62	15,55
3,71	3,17	3,33	3,83	9,43°	12,46°	9,91°	12,83°
6,75	7,40	6,68	6,11	-	-	-	-
0,15	0,15	0,16	0,17	0,18	0,25	0,17	0,22
4,05	3,52	3,89	3,18	3,37	6,28	3,66	4,58
12,20	12,20	11,04	12,53	12,35	11,36	9,39	9,43
2,31	2,35	2,32	2,10	2,41	1,78	2,07	2,08
0,45	0,40	0,52	0,55	0,36	0,30	0,50	0,59
0,09	0,09	0,02	0,30	0,18	0,17	0,21	0,21
-	-	1,22	0,52	-	-	-	-
-	-	0,61	1,50	-	-	-	-
0,49	0,66	-	-	1,39	1,70	1,61	1,72
100,36	100,64	99,84	100,12	100,42	100,97	99,48	99,27

Таблица 26 (окончание)

Окислы	29*	30				
	Ср-Тих (82)	* 628-69	Кр 195	Кр 195-1	Кр 195-2	Кр 195-3
SiO ₂	50,06	50,62	49,23	49,37	49,65	50,00
TiO ₂	0,82	0,75	0,98	0,86	1,08	1,08
Al ₂ O ₃	21,16	21,03	20,38	21,57	19,02	19,99
Fe ₂ O ₃		4,40				
FeO	9,34°	5,24	9,04°	9,08°	10,32	10,59
MnO	0,14	0,16	0,11	0,14	0,16	0,18
MgO	4,44	3,58	4,00	3,59	4,29	4,08
CaO	11,04	11,66	11,24	12,32	11,75	11,34
Na ₂ O	1,98	1,80	2,20	2,12	2,15	1,97
K ₂ O	0,91	0,52	0,58	0,59	0,44	0,58
P ₂ O ₅	0,13	0,11	0,17	0,17	0,19	0,19
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	—	0,62	1,16	1,06	1,06	1,01
Сумма	100,00	100,49	99,09	100,87	100,11	101,01

Окислы	36			37		
	638-80	635-76	637-79	640-86	640-86A	640-85
SiO ₂	50,00	48,42	49,90	49,38	49,48	49,82
TiO ₂	0,46	0,48	0,46	1,07	0,95	1,05
Al ₂ O ₃	22,12	21,26	21,16	14,89	14,96	14,67
Fe ₂ O ₃	2,88	3,10	4,20	5,88	4,22	5,15
FeO	4,52	5,02	4,16	8,29	8,96	8,12
MnO	0,14	0,17	0,15	0,23	0,22	0,22
MgO	3,27	4,52	4,12	5,49	5,54	5,44
CaO	11,01	11,23	11,44	10,71	10,43	10,78
Na ₂ O	3,12	3,12	2,40	1,88	2,10	1,85
K ₂ O	0,50	0,38	0,42	0,48	0,62	0,55
P ₂ O ₅	0,07	0,09	0,11	0,16	0,15	0,18
H ₂ O ⁺	—	—	—	0,73	—	1,33
H ₂ O ⁻	—	—	—	1,11	—	0,8
П.п.п.	1,52	2,12	1,27	—	2,08	—
Сумма	99,61	99,91	99,79	100,3	99,71	99,96

Примечание. 1-41 — кроноцкая серия.

30			31	32	33	34	35
Кр 195-4	Кр-195-5	Кр 195-6	Кр 185	Кр 186	Кр 162	Кр 163	709-15
50,02	49,65	49,37	47,9	49,11	47,83	48,53	46,48
1,05	1,08	0,86	0,71	0,65	0,66	0,59	1,07
20,02	19,02	21,57	19,47	19,79	21,77	21,77	18,68
							4,25
10,02	10,32	9,08	9,59	8,87	9,24°	7,76°	7,34
0,12	0,16	0,14	0,18	0,11	0,18	0,13	0,18
5,45	4,29	3,59	5,97	5,87	4,27	4,08	5,09
10,02	11,75	12,32	10,45	11,84	12,34	12,47	10,99
2,22	2,15	2,12	3,34	1,69	1,58	1,88	1,74
0,49	0,44	0,59	0,22	0,67	0,27	0,54	0,55
0,18	0,19	0,17	0,14	0,13	0,17	0,14	0,15
—	—	—	—	—	—	—	0,08
—	—	—	—	—	—	—	2,98
0,86	1,06	1,06	1,80	1,66	1,64	1,86	—
100,45	100,11	100,87	99,77	100,39	99,95	99,72	99,58

38	39*		40				41*
706-13	628-70	Кр 192	631-73	631-72	705-6	705-7	Кр 35
47,46	49,50	48,87	52,38	53,52	53,50	53,5	52,11
0,95	0,81	1,16	1,07	1,15	1,34	1,34	1,27
18,53	15,96	15,62	14,61	14,73	12,33	13,53	18,66
3,49	4,19		6,06	3,70			
7,00	8,55	12,28 ^c	7,25	9,27		13,62°	13,23 ^b
0,18	0,20	0,22	0,23	0,23	0,23	0,23	0,14
3,78	6,29	5,60	3,90	3,85	3,15	3,35	3,79
12,46	9,78	9,89	7,56	7,99	7,75	7,92	10,31
2,17	2,81	2,94	2,89	3,12	2,47	2,19	2,40
0,55	0,59	0,67	1,05	0,56	1,04	1,03	0,97
0,15	0,14	0,15	0,33	0,38	0,31	0,43	0,25
2,52	—	—	—	—	3,26	3,04	—
0,94	—	—	—	—	0,3	0,4	—
—	0,74	1,96	2,32	0,71	—	—	1,35
100,18	99,56	99,36	99,65	99,21	99,30	100,19	101,34

Таблица 27

Состав вулканитов баклановской свиты, вес. %

Окислы	1		2			
	540-4	540-2	540-9	540-19	540-5	542
SiO ₂	48,82	49,16	49,02	49,26	50,20	48,28
TiO ₂	0,74	0,73	0,74	0,64	0,74	0,78
Al ₂ O ₃	17,81	18,89	18,88	18,24	18,14	19,06
Fe ₂ O ₃	5,71	4,71	5,07	4,88	4,60	6,40
FeO	5,64	5,64	5,38	4,70	5,96	4,17
MnO	0,21	0,15	0,15	0,16	0,15	0,16
MgO	4,59	4,27	4,47	4,75	4,67	5,13
CaO	10,67	11,00	11,44	10,12	10,56	11,01
Na ₂ O	2,51	2,36	2,27	2,93	2,55	2,35
K ₂ O	0,21	0,31	0,20	0,60	0,30	0,72
P ₂ O ₅	0,17	0,12	0,14	0,12	0,12	0,12
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	2,35	2,19	2,26	2,66	1,58	2,08
Сумма	99,43	99,53	100,02	99,06	99,57	100,26

Окислы	4		5			6	
	541-11	545-18	545-20	545-21	546-23	545-22	
SiO ₂	49,58	53,66	51,06	50,44	51,44	46,92	
TiO ₂	0,61	0,96	1,18	0,96	0,71	0,95	
Al ₂ O ₃	18,88	16,90	15,51	17,05	17,47	16,25	
Fe ₂ O ₃	5,15	6,57	5,61	6,10	5,07	5,56	
FeO	4,31	3,59	4,49	4,08	5,31	6,09	
MnO	0,13	0,22	0,17	0,13	0,16	0,14	
MgO	5,49	4,50	4,03	4,72	4,59	4,39	
CaO	10,45	7,48	7,68	6,94	9,90	10,96	
Na ₂ O	2,70	3,00	3,59	3,28	2,50	3,03	
K ₂ O	0,27	0,55	0,48	0,60	0,92	0,96	
P ₂ O ₅	0,07	0,17	0,25	0,31	0,16	0,23	
H ₂ O ⁺	—	—	4,32	2,32	—	1,26	
H ₂ O ⁻	—	—	1,14	2,84	—	1,92	
П.п.п.	1,78	2,36	—	0,28	0,86	0,80	
Сумма	99,42	99,96	99,51	100,05	99,09	99,46	

3		4			
540-5 (1)	540-5 (3)	541-15	541-14	541-13	541-12
51,82	52,52	46,72	49,60	50,24	50,12
0,76	0,83	0,70	0,71	0,64	0,71
16,99	15,50	16,42	18,48	18,80	17,80
4,47	6,56	6,03	4,71	5,08	5,31
5,78	4,60	3,23	4,85	4,16	4,81
0,15	0,19	0,17	0,16	0,16	0,16
3,99	3,87	3,79	5,05	5,00	5,70
9,46	9,47	9,91	10,56	9,90	10,23
2,65	2,52	3,52	2,80	2,85	2,68
0,28	0,25	0,93	0,28	0,46	0,27
0,17	0,11	0,10	0,12	0,16	0,14
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
2,77	4,24	8,08	1,98	1,94	1,82
99,29	100,66	99,60	99,30	99,39	99,75

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1. Геологическое положение базальтов свиты мыса Каменистого, кроноцкой серии и баклановской свиты	5
Кроноцкий полуостров	7
Геологическая позиция базальтов свиты мыса Каменистого	7
Геологическая позиция базальтов кроноцкой серии	14
Камчатский полуостров	16
Глава 2. Представительность и методика опробования палеотипных базальтов	18
Морфология объектов опробования	18
Методика опробования потоков шаровых лав и силлов	22
Влияние вторичных процессов на исходный химический состав палеотипных базальтов	25
Глава 3. Петрографическая, петрохимическая и геохимическая характеристики базальтов свиты мыса Каменистого, кроноцкой серии и баклановской свиты	37
Петрографическая характеристика базальтов свиты мыса Каменистого	37
Петрографическая и минералогическая характеристики базальтов кроноцкой серии и баклановской свиты	41
Петрохимическая характеристика базальтов свиты мыса Каменистого, кроноцкой серии и баклановской свиты	52
Содержание некоторых элементов-примесей в базальтах Кроноцкого и Камчатского полуостровов	69
Некоторые вопросы петрологии высокоглиноземистых плагиобазальтов и ферробазальтов кроноцкой серии	82
Глава 4. Сравнительная характеристика высокоглиноземистых плагиотолитов восточных полуостровов Камчатки, базальтов островных дуг и срединно-океанических хребтов	92
Сравнительная характеристика главных и редкоземельных элементов высокоглиноземистых плагиотолитов восточных полуостровов Камчатки и высокоглиноземистых базальтов Японии	92
Сравнительная характеристика главных элементов высокоглиноземистых плагиотолитов восточных полуостровов Камчатки и толеитов срединно-океанических хребтов	97
Сравнительные петрографическая и петрохимическая характеристики высокоглиноземистых плагиотолитов восточных полуостровов Камчатки и плагиотолитов островных дуг	103
Сравнительная характеристика элементов-примесей высокоглиноземистых плагиотолитов восточных полуостровов Камчатки, толеитов островных дуг и срединно-океанических хребтов	106
Глава 5. Формационный тип базальтов свиты мыса Каменистого, кроноцкой серии и баклановской свиты	116
Четвертичные и современные аналоги высокоглиноземистой плагиотолитовой серии восточных полуостровов Камчатки	116
Палеоаналоги меловых и палеогеновых вулканитов восточных полуостровов Камчатки	123
Формационный тип базальтов свиты мыса Каменистого, кроноцкой серии и баклановской свиты	124
Заключение	129
Литература	131
Приложение	137