

АКАДЕМИЯ НАУК СССР



МАГМАТИЗМ
И МЕТАМОРФИЗМ
как индикаторы
геодинамического
режима
островных дуг

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

КОМИССИЯ АН СССР ПО ПРОБЛЕМАМ МИРОВОГО ОКЕАНА

МАГМАТИЗМ
И МЕТАМОРФИЗМ
как индикаторы
геодинамического
режима
островных дуг

3819



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
МОСКВА 1982



На основе выделения и геолого-петрографического описания ассоциаций изверженных и метаморфических пород разных стадий, эволюции современных островных дуг и их палеоаналогов в складчатых поясах континентов охарактеризованы особенности проявлений магматизма и метаморфизма в различной структурно-геодинамической обстановке активных океанских окраин. Рассмотрены связи вулканических и плутонических процессов в системах островных дуг с глубинным строением океанской литосферы и условиями генерации здесь магматических расплавов.

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук

О.А. БОГАТИКОВ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблема образования и эволюции островных дуг относится к числу ключевых в современной геологии, над ее решением работают представители различных наук о Земле: геофизики и тектонисты, литологи и стратиграфы, геохимики и петрологи. Существующие представления об условиях и геодинамическом режиме возникновения и развития островных дуг неоднозначны, однако как в рамках мобилистских, так и фиксистских концепций о формировании этих геоструктур признается первостепенное значение процессов магматизма и метаморфизма.

В предлагаемом сборнике на основе выделения и геолого-петрографического описания ассоциаций изверженных и метаморфических пород разных стадий эволюции современных островных дуг северо-западной части Тихого океана и Карибского региона охарактеризованы общие закономерности и особенности проявления магматизма и метаморфизма в различной структурно-геодинамической обстановке активных океанских окраин. Рассмотрены соотношения комплексов вулканических и plutонических пород островных дуг с глубинным строением литосферы в соответствующих регионах и условиями генерации магматических расплавов.

Представленные в сборнике материалы показывают, что наряду с четкой дискретностью составов островодужных и океанических вулканических серий, свидетельствующих о различии магмообразующих субстратов и условий плавления, в зонах перехода от океанского ложа к структурам островных дуг, т.е. на внешней стороне глубоководных желобов, формировались базальтовые породы, в составе которых сочетаются признаки как океанской, так и островодужной специфики. Эти данные имеют важное значение, так как противоречат одному из основных тезисов новой глобальной тектоники, согласно которому базальты внешних склонов глубоководных желобов в процессе движения литосферных плит были перемещены сюда от места их образования в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов.

Формирование основных и кислых островодужных магм, согласно результатам некоторых исследований, связано с плавлением предвременно "гранитизированного" вещества верхней мантии и низов меланократового фундамента островных дуг под воздействием перегретых глубинных флюидов и воды. Показано также, что появление анортозитов и анортозитоподобных пород в островных дугах — закономерный результат эволюции высокоглиноземистых расплавов, химизм которых определяется особенностями состава плавящегося меланократового фундамента. В результате целенаправленных работ установлено, что образование магматических пород шошонитовых ассоциаций связано (в отличие от пород щелочно-базальтовых серий) с ассимиляцией глубинным пикритовым расплавом "гранитно-метаморфических" пород сиалического цоколя островных дуг и может служить индикатором степени

зрелости основания дуги. Подробно рассмотрены вопросы латеральной зональности магматизма. Например, вдоль оси Мало-Антильской островной дуги с юга на север отмечается смена щелочно-базальтовых пород известково-щелочными и далее — толеитовыми. Данное обстоятельство связывается с различием в уровнях генерации исходных магматических расплавов.

В ряде статей сборника показано, что процессы метаморфизма — важнейший фактор преобразования вещества земной коры и верхней мантии в островных дугах. Метаморфизм проявляется главным образом в разуплотнении (дебазификации) пород. Отмечено, что интенсивная деформация и многократная перекристаллизация мантийного субстрата должны способствовать сегрегации рассеянных капель первичного магматического расплава и примесных рудных компонентов от силикатного вещества мантии. Предполагается, что это обстоятельство является одной из причин широкого проявления вулканических пород и разнообразных месторождений в пределах островных дуг. Изучение пород кристаллического основания о-ва Яп, входящего в Марианскую островную дугу, показало, что они представляют собой метаморфизованную океаническую кору, первоначально сложенную в основном толеитами океанского ложа. Наряду с этим в сборнике приводятся данные, свидетельствующие о заложении островных дуг и на континентальной, сиалической коре.

Можно не сомневаться, что как приведенные в статьях сборника новейшие фактические материалы по магматизму и метаморфизму островных дуг, так и основанные на этих материалах теоретические выводы и обобщения, будут способствовать дальнейшему прогрессу геологических исследований на активных окраинах современных океанов, а также повысят эффективность и объективность опознавания палеостроводужных формаций в составе коры материков.

*В.И. ФЕДОРЧЕНКО, Б.Н. ПИСКУНОВ***СООТНОШЕНИЕ АНДЕЗИТОВОГО ВУЛКАНИЗМА
С ЗЕМНОЙ КОРОЙ И ВЕРХНЕЙ МАНТИЕЙ**

Немотя на то что проблема происхождения андезитовых магм возникла без малого полтора столетия тому назад, когда на вулканах Высоких Чилийских Анд были впервые описаны так называемые андезиты, и за прошедшее с тех пор время серьезно разрабатывалась учеными многих стран, она и сейчас еще весьма далека от своего окончательного решения и является одной из центральных в петрологии.

Было высказано много, нередко альтернативных гипотез, предусматривающих как мантийную, так и коровую природу андезитовых расплавов, прямое выплавление их из соответствующих субстратов, образование в результате кристаллизационной дифференциации или ассимиляции из первичных базальтовых магм, смешения различных (кислых и основных) жидкостей и т.д. Это обусловлено не только неполнотой наших знаний, но и реально существующей в природе конвергентностью, позволяющей получать то или иное количество весьма сходных по составу расплавов из разных субстратов или магм путем кристаллизации, ассимиляции, смешения и т.п. Говоря же о "проблеме андезитов", авторы предусматривают существование главного (генерального) механизма образования андезитов, обуславливающего глобальное развитие сложенных ими вулканических поясов. В основу такого механизма вряд ли могут быть положены ассимиляция, контаминация, гибридность, поскольку реальность обеспечения этими процессами выдержанных в пределах всей планеты пропорций смешивающихся веществ близка к нулю. По этой же причине не может быть принята и гипотеза кристаллизационной дифференциации. Таким механизмом, по мнению авторов, может быть только прямое выплавление андезитовых расплавов из принципиально близких по составу субстратов в сходных по флюидному и термодинамическому режиму структурах Земли.

Обращение к физико-химическому эксперименту сделало построения петрологов более строгими и убедительными, ограничило рамки возможных допущений, однако не сняло главных вопросов и не сделало мнения более единодушными. Оно лишь раз убедило исследователей, что только анализ конкретного материала по петрологии вулканов островных дуг и внутренних частей океана позволит ответить на эти вопросы, т.е. что последнее слово все-таки остается за магматической геологией [3].

По нашему мнению, центральным вопросом "андезитовой проблемы", определяющим выбор субстрата для лабораторного плавления и разработки механизма магмогенерации, позволяющего удовлетворительно объяснить наблюдаемые закономерности вещественного состава, структурно-тектоническую позицию андезитовой формации, особенности ее металлогении и т.д., является вопрос соотношения андезитовых магм с земной корой и верхней мантией.

Благодаря многочисленным работам выдающегося исследователя вулканов Г.С. Горшкова по вулканологии и петрохимии в геологической

литературе последних лет прочно утвердилось представление о мантийной, независимой от состава и строения земной коры (так называемой "сквозькоровой") природе как океанического, так и островодужного вулканизма.

Вместе с тем второй важный тезис этого исследователя о существовании в природе двух классов вулканических пород — океанического и континентального, отражающих глобальные латеральные неоднородности верхней мантии, был воспринят далеко не всеми, хотя именно в нем содержался особый генетический смысл. Это привело к определенной путанице в петрологических построениях и терминологии, используемой отдельными авторами, а также нередко к отрицанию принципиальных различий между океаническим и островодужным вулканизмом и возвращению к боуэновским представлениям о единой базальтовой родоначальной магме, из которой путем довольно сложных физико-химических манипуляций (кристаллизационная дифференциация в сухих и влажных условиях, ассимиляция, магматическое смешение и гибридность, ликвация и т.п.) выводятся существенно отличающиеся от нее по составу другие петрохимические серии.

Как показало детальное знакомство с обширной геолого-геофизической информацией последних лет по океанам и активным континентальным окраинам, в частности с данными по глубинному строению различных вулканических областей, продуктов вулканизма и заключенных в них ксенолитов, существует возможность более строго, чем это делалось ранее, подойти к решению проблемы соотношения вулканизма с земной корой и верхней мантией и избежать явных противоречий. Ниже авторы попытались изложить свои соображения по этому сложному вопросу.

Геофизическое и геолого-петрографическое понятие термина "земная кора". Под земной корой принято понимать внешнюю твердую сферу Земли, ограниченную снизу поверхностью Мохоровичича. Во многих работах убедительно показано, что источником подавляющей массы вещества коры могла быть только верхняя мантия. Это вещество выносилось главным образом в виде примитивных толеитовых и щелочных базальтов и их интрузивных аналогов, в меньшей мере — ультраосновных, щелочно-ультраосновных и других типов пород в процессе магматической деятельности.

В настоящее время нет сомнения в том, что в целом земная кора сложнее, чем верхняя мантия, породами, хотя в ней несомненно присутствуют и такие геологические тела, состав которых близок к мантийному (например, различные гипербазиты). Очевидно также и то, что верхняя мантия в своем первичном состоянии (т.е. до выделения из нее вещества земной коры) должна была обеспечить возможность выплавления из нее больших объемов основных магм, в значительной своей части состоящих из компонентов плагиоклаза (глинозем, известь, щелочи), а следовательно, должна была быть несколько более кислой и лейкократовой, чем сейчас. В связи с этим Д.Х. Грин и А.Е. Рингвуд предположили "пиролитовый" состав первичной мантии — смесь одной части базальта и четырех частей дунита. Если сказанное справедливо, то непосредственно ниже основания земной коры, представляющей собой определенное структурно-вещественное тело, должны (по крайней мере всюду в пределах современных континентов) залегать истощенные "коровыми" компонентами ультраосновные породы (тугоплавкие остатки или реститы, т.е. вещество вторичной мантии), а граница между ними

должна повсеместно иметь химическую природу. Вместе с тем в пространенных моделях литосферы в качестве раздела "кора—мантия" принимается поверхность Мохоровичича — физическая граница, характеризующаяся скачком скорости упругих волн (до 8,2—8,4 км/с) и фиксирующаяся в среднем на глубинах около 10 км под океанами и 30—40 км — под континентами. Как показали геофизические наблюдения, эту поверхность выделить на материках нередко очень трудно, так как регистрируемые на ней скорости (от 7,4 до 8,4 км/с) не позволяют однозначно отнести ее к границе М. Часто она бывает здесь весьма нечеткой или представляет собой градиентную зону мощностью в несколько километров.

Действительно, многочисленные наблюдения методом ГСЗ в различных районах земного шара [6] со всей убедительностью показали, что наиболее высокие скорости на поверхности М свойственны стабильным частям континентов, низкие — тектонически активным районам. Океаны также отличаются повышенными (на 0,1—0,2 км/с) скоростями продольных волн и большей их дифференцированностью. Минимальные их значения на границе М (7,3—7,8 км/с) установлены под активными участками планеты — островными дугами и рифтовыми зонами как океанов, так и континентов.

Наиболее сложно построен переход от коры к мантии и верхние горизонты последней в зоне сочленения Азиатского континента с Тихим океаном. Работами по ГСЗ были установлены резкие вариации глубин залегания границы М в различных частях рассматриваемой территории. Особенно ярко это проявилось в пределах Курильской островной системы. Максимальная глубина (35 км и более) до раздела М отмечается на флангах дуги. Минимальные расстояния до этого раздела (15 км и менее) фиксируются в Южно-Охотской глубоководной котловине, центральной части Курильского островного поднятия и на океанической стороне глубоководного желоба. В районе Охотоморской плиты они увеличиваются до 25—30 км. На центральной Камчатке, большей части Сахалина и окраине Азиатского материка глубины залегания раздела М превышают 30—35 км. Граница М в рассматриваемом районе, судя по мозаичному характеру распространения скоростей (пределы их колебаний составляют 7,3—8,9 км/с), не обнаруживающему зависимости от глубины ее залегания, представляется чрезвычайно гетерогенной по своей геологической природе. Интересно, что нередко устанавливается связь низких (менее 8,0 км/с), нормальных (8,0—8,2 км/с) и высоких (более 8,2 км/с) значений граничных скоростей с теми или иными крупными морфоструктурными элементами региона. Так, в пределах Южно-Охотской котловины, Курильского геоантиклинального поднятия (особенно его центральной части), впадины Хонсю Японского моря скорости продольных волн на границе М сильно понижены (7,3—7,8 км/с), что сближает их с такими структурами, как срединно-океанические хребты и рифты континентов. Высокие (до 8,8—8,9 км/с) скорости зафиксированы в южной части Курило-Камчатского желоба, в южной и центральной частях Сахалина — вблизи побережья Приморья. На остальной части рассматриваемой территории они близки к нормальным. Для областей с пониженными значениями скоростей на границе М характерны довольно низкие мощности земной коры (близкая к океанической ее структура), повышенные тепловые потоки, свидетельствующие о значительной разогретости недр, и низкая сейсмичность — явный результат повышенной пластичности глубинного вещества. В пределах вулканической зоны Курило-Камчатской дуги

сейсмический переход от коры к мантии очень нечеткий. В районе Ключевской группы вулканов он представляет собой достаточно мощную (8—10 км) зону, характеризующуюся сложными законами изменения скоростей [1].

Здесь фиксируется серия прерывистых отражающих горизонтов, нередко имеющих несогласные взаимоотношения, что не позволяет отождествлять эту зону с границей раздела двух сред резко различного химического состава (основного и ультраосновного).

Для изучения природы раздела М и положение его по отношению к истинной (химической) подошве земной коры особый интерес представляют те довольно многочисленные районы, в которых между собственно мантией и "базальтовым" слоем коры по промежуточным (7,3—7,9 км/с) значениям скоростей продольных волн выделяется переходная зона, интерпретируемая как область коро-мантийной смеси, а чаще как разуплотненная мантия. В качестве классического примера таких районов можно привести запад США (район Скалистых гор), где "базальтовый" слой разделяется на два, иногда три горизонта с существенно различными сейсмическими характеристиками [4]. Показательно, что скорости продольных волн в нижней его части мощностью 10—15 км достигают предельных значений для пород типа габбро (7,6—7,8 км/с) и приближаются к таковым в подкоровой области. Однако в отличие от районов срединно-океанических хребтов, где мантия разуплотнена, а границу М в ее типичном сейсмическом выражении обнаружить не удается, в данном случае она уверенно прослеживается на глубинах 50—55 км и более, имея обычную мантийную (8,1—8,2 км/с) скорость. Хорошее соответствие такой модели характеру гравитационного поля (отрицательные аномалии в редукции Буге достигают 80—120 мгал) подтверждает необходимость отнесения этого промежуточного слоя к земной коре, а не к загадочной разуплотненной мантии. По-видимому, сходная картина наблюдается под Андами, где граница М опускается до 70 км, а также под такими крупнейшими горными сооружениями мира, как Альпы, Карпаты, Памир, Гиндукуш, Гималаи, Тянь-Шань, Урал, где разуплотненная мантия характеризуется скоростями 7,5—8,0 км/с [6]. По мнению авторов, к земной коре должна быть отнесена низкоскоростная мантия ($V_p = 7,3-7,7$ км/с) и под Восточно-Камчатским вулканическим поясом, распространяющаяся до глубин около 50 км [1]. Обнаруженная в ее основании граница со скоростью 8,2 км/с непрерывно прослежена от побережья Камчатки до ложа Тихого океана непосредственно за глубоководным желобом, где она расположена на глубине около 15 км и, по-видимому, совпадает с истинной (химической) подошвой земной коры.

Граница с такой же скоростью была зафиксирована и в Северо-Восточной Японии, где она залегает на 15—25 км глубже выделенной в этом районе низкоскоростной (7,7 км/с) границы М. Показательно, что японский исследователь Т. Микуну [10] отнес область с промежуточными сейсмическими скоростями к земной коре, а не к верхней мантии, отождествив раздел М с границей 8,0—8,2 км/с. Это представляется вполне логичным, если учесть, что понижение скоростей в большинстве случаев определяется не просто термическим расширением, а соответствующим изменением состава пород, в связи с чем мантия с пониженными скоростями сейсмических волн (за редким исключением) является базальтовым слоем земной коры с сейсмически шероховатой или даже нечеткой подошвой [7].

Учитывая то, что сейсмически слоистая структура свойственна всей литосфере, положение подошвы континентальной земной коры, отождествляемой с поверхностью М, а следовательно, и само понятие "земная кора" представляется весьма и весьма неопределенным. По крайней мере, можно констатировать, что природа границы М неизвестна и может меняться от района к району или благодаря смене химического состава пород, или вследствие изменения их физического состояния.

Существует двойственный подход к диагностике подошвы земной коры геофизическими методами: либо она принимается за поверхность, которая характеризуется определенными кинематическими и динамическими признаками преломленных и отраженных ею волн, либо рассматривается как граница, которой свойственны мантийные ($8,1-8,2$ км/с) скорости без обязательного постоянства других параметров [7].

Представляется справедливым мнение, что: "поскольку между скоростью сейсмических волн, плотностью и химическим составом горных пород существует сравнительно тесная зависимость, то в первом случае породы одинакового состава могут быть отнесены то к коре, то к мантии, во втором — породы у кровли мантии будут повсеместно близки по своему составу (что, видимо, и существует на самом деле). В первом случае граница коры и мантии может оказаться гетерогенной, соединять весьма несходные по происхождению геологические границы, во втором — она является границей между материалами разной степени дифференцированности вещества. Поскольку химизм горных пород определяет многие особенности геологических явлений и, в частности, особенности металлогении, ограничение земной коры снизу поверхностью с разными скоростями сейсмических волн представляется наиболее правильным" [7]. Такой вывод нами полностью разделяется.

Носителями прямой информации о вещественном составе глубоких частей земной коры и верхней мантии служат кристаллические включения в лавах различных петрохимических типов. Среди них на древних платформах континентов наряду с несомненными представителями вещества верхней мантии — шпинелевыми и гранатовыми перидотитами, пиропдиопсидовыми и алмазоносными эклогитами [6, 7] — широко распространены различные основные породы высоких ступеней метаморфизма (эклогиты и эклогитоподобные образования, плагиоклаз-пироксеновые и гранатовые гранулиты, габбро и метагаббро, эпидотовые и гранатовые амфиболиты и пр.). Последние слагают нижние части земной коры в ее петрографическом понимании и отделяются от собственно мантийных пород химическим разделом. Изучение скоростей распространения упругих волн в этих породах при сжатии, сравнимых с давлениями на глубинах 20—40 км, показывает, что они близки к обычно фиксируемым вдоль границы М.

Таким образом, под континентами поверхность М не может рассматриваться в качестве раздела единой геологической природы. Учитывая значительные (30—40 км) глубины ее залегания, можно полагать, что здесь она нередко будет иметь метаморфическую (в частности, фазовую) природу и располагаться выше истинной, т.е. химической границы между корой и мантией. Последняя, видимо, иногда и фиксируется как один из более глубоких сейсмических разделов.

Под океанами поверхность М имеет иную природу, так как термодинамические условия на ее уровне недостаточны для формирования пород высоких ступеней метаморфизма. Постоянное присутствие в лавах

внутриокеанических вулканов практически единственных ксенолитов состава габбро и шпинелевого перидотита заставляет думать, что непосредственно ниже границы М здесь в основном залегают слабо истощенные базальтом "пиролиты" в своей плагиоклазовой модификации, а сама поверхность в большинстве океанических районов является и структурной, и химической одновременно. Следовательно, природа поверхности М в основных структурах Земли (океанических и континентальных блоках, переходных между ними зонах) существенно различная. Это обстоятельство неоднократно отмечалось в литературе, в частности С.М. Стишовым и П.Дж. Уилли. Если в пределах океанов она соответствует химическому разделу (маломощной зоне) между веществом земной коры и верхней мантии, то в пределах континентов эта поверхность во многих случаях является метаморфической, залегающей на 10–20 км и более выше истинного раздела кора — мантия. В переходных между океанами и континентами областях химическая и фазовая границы М, по-видимому, пересекаются, в связи с чем в зависимости от непостоянных в пространстве и времени термодинамических условий и мощности земной коры здесь в каждом конкретном случае следует говорить то об одном, то о другом типе разделов.

Все сказанное выше должно обязательно учитываться при решении вопроса о геологической природе (мантийной или коровой) как океанического, так и островодужного вулканизма.

ОКЕАНИЧЕСКИЕ И ОСТРОВОДУЖНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ

Интенсивное изучение ложа Тихого океана внесло в последние годы существенные коррективы в представления о магматизме этого крупнейшего сегмента Земли. Среди установленного здесь многообразия вулканических пород были выделены ассоциации низкокалиевых толеитов абиссалий и срединно-океанических хребтов, толеитов оснований вулканических островов и их цепей, а также щелочных оливиновых базальтов подводных гор, вершин вулканических островов и хребтов. В зависимости от степени дифференциации океанические комплексы образуют (по Т.И. Фроловой). однородные или непрерывные эффузивные серии. Среди варьирующих по составу вкрапленников базальтов океана преобладает оливин-плагиоклазовый парагенезис. Несмотря на значительные колебания химического состава пород (в первую очередь содержания таких компонентов, как глинозем, окись магния и щелочные металлы), им присущ ряд специфических черт, позволяющий объединить их в общий класс толеит-щелочно-базальтовых ассоциаций ложа океана.

Островные дуги различаются структурным положением и зрелостью своего развития (вероятно, правильнее было бы сказать не зрелостью, а эндогенным режимом). Однако независимо от этого почти везде на них удается выделить андезитовую (собственно островодужную) вулканическую ассоциацию и комплекс пород гетерогенного основания. Последний в разных случаях представлен интродуцированными гранитоидами мезозойскими или более древними метаморфическими образованиями, а также раннегеосинклинальными зеленокаменно-измененными базальтами и парагенетически связанными с ними осадочными и интрузивными породами (офиолитовый комплекс).

Островодужные вулканические ассоциации постоянно представлены высокоглиноземистыми базальтами, андезитами и риолитами тихоокеан-

ского известково-щелочного семейства. Эта обширная группа пород характеризуется значительными вариациями состава как по кремнекислотности, так и по сериальной принадлежности в ряду основность—известковистость—щелочность. Для базальтоидов этой группы установлен непрерывный ряд составов от сильно известкового, известкового, щелочно-известкового до известково-щелочного, субщелочного и щелочного типов, постепенно сменяющих друг друга по направлению от океана к континенту (в зависимости от увеличивающейся зрелости дуги ее вулканиты становятся все более щелочными). Минералогически латеральная зональность выражена в смене пижонитсодержащих парагенезисов двумя пироксеновыми, а последних — амфиболовыми и биотитсодержащими.

В соответствии с этим происходит смена существенно базальтовых сильно известковых (толеитоподобных) андезитовых серий на одиночных дугах (Идзу-Бонинская, Тонга) типично андезитовыми с полным спектром петрохимических разновидностей (вплоть до щелочных) на дугах стадии раннего орогена (Камчатка). Показательно резкое увеличение объема кислых вулканитов на тех их участках, которые имеют складчато-метаморфическое основание.

К типичным представителям андезитовой ассоциации относятся эффузивы гиперстеновой серии Японии, выделенной в 50-е годы Х. Куно. Наряду с высокой известковистостью, обычной перенасыщенностью кремнеземом и сравнительно низкой общей щелочностью (при почти постоянном существенном преобладании натрия над калием) породам этой формации свойственна высокая глиноземистость (содержание окиси алюминия достигает в основных и средних членах ряда 18—21 вес. %), минералогическим следствием которой является лейкократовый (плагноклазовый) характер пород, повышенная известковистость полевого шпата и существенная роль среди темноцветных минералов ромбического пироксена.

В последние годы на обширном петрографическом материале была доказана относительная простота минерального состава вулканитов андезитовой ассоциации, главными, нередко неравновесными и полигенными порообразующими компонентами которых служат постоянно и резко преобладающий над остальными минералами основной (плагноклаз, моноклиновый и ромбический пироксены, оливин — в более основных, а также иногда роговая обманка, биотит и кварц — в кислых их разновидностях). Характерна повышенная основность плагноклаза и магнезиальность темноцветных минералов не только в основных, но и в кислых породах. Это явление было названо М.А. Фаворской "налетом основности" кислых пород. Различные петрографические типы вулканитов нередко отличаются только вариациями количественных соотношений минеральных компонентов и лишь некоторыми сравнительно небольшими изменениями их состава.

Вопрос о границе вулканических ассоциаций ложа океана и структур типа островных и вулканических дуг имеет важное петрологическое и тектоническое значение. В петрологии эта граница обычно рассматривается как область изменения условий генерации магм на стыке океанического и континентального литосферных блоков. При палеотектонических реконструкциях ей же придается роль хронологического (исторического) рубежа, разделяющего океаническую и геосинклинальную стадии развития земной коры.

Большинство исследователей представление о границе Тихого океана

отождествляют с так называемой андезитовой линией, разделяющей области с разными по кремнекислотности составами вулканических продуктов. Неправомерность столь одностороннего подхода к этому вопросу можно проиллюстрировать неоднократными перемещениями андезитовой линии в океан в связи с находками в его пределах кислых пород, с одной стороны, и отрицанием ее существования между океаном и периокеаническим геосинклинальным поясом с преимущественно базальтовым вулканизмом — с другой (В.К. Ротман).

Учитывая это, петрохимическую границу океана следует определять не как линию между областями развития разных по кремнекислотности эффузивов, а как пограничную зону между районами развития полных по набору ассоциаций океанического (толеит-щелочно-базальтового) и геосинклинального (общепризнанного известково-щелочного) типов вулканических пород.

Основываясь на известных формационных и региональных особенностях вулканических пород ложа Тихого океана и окружающих его активных континентальных окраин, авторами была предпринята попытка определения их петрохимической границы. В качестве основных параметров использовались соотношения молекулярных количеств наиболее "дискриминантных" окислов — Al_2O_3 , TiO_2 , K_2O , Na_2O , сгруппированных в характеристики k и t . Первая из них отражает роль калия в составе щелочей и обеспечивает разделение абиссальных толеитов и толеитов океанических островов, с одной стороны, и близких по составу пород островных дуг, выдвинутых в океан, — с другой. Вторая функция близка к характеристике Д. Готтини и определяет отношение молекулярных количеств нормативного анортита и ильменита. Ее выбор произведен с целью усиления различия между высокоглиноземистыми малотитанистыми породами переходной зоны и низкоглиноземистыми высокотитанистыми породами океана.

Обработка огромного массива химических анализов по всем океанам, островным дугам и окраинно-континентальным вулканическим поясам позволила эмпирически выявить дискриминантную линию $t = k(0,3k - 1)$, уверенно разделяющую на диаграмме океанические и островодужные совокупности точек на всех уровнях кремнеземистости и щелочности пород. Практическое отсутствие лав, которые занимали бы промежуточное положение между этими совокупностями, явно свидетельствует в пользу мнения о резком различии в составе магмогенерирующего субстрата и условиях плавления по обе стороны от андезитовой линии.

На коренные петрохимические и минералогические отличия четко пространственно разобобщенных "андезитовой линией" вулканических серий океанов — с одной стороны, складчатых поясов континентов и современных островодужных систем — с другой указывалось неоднократно. Это нашло отражение во многих петрографических классификациях, предусматривающих для разнокислотных членов этих серий с прогрессирующей щелочностью соответствующую номенклатуру.

Подтверждением справедливости вывода о различии магмогенерирующего субстрата является отличие состава кристаллических включений, выносимых океаническими и островодужными лавами, характер и объем связанных с ними общностью происхождения кислых пород, геофизические поля и пр. В этом плане, безусловно, поражает петрографический состав включений, показательно однообразный в океане (базит-гипербазитовый набор пород) и чрезвычайно разнообразный (но не барофильный) в регионах островных дуг. В хорошо изученных молодых

эффузивах Курило-Камчатской вулканической провинции преобладают полнокристаллические включения с габбровым (плагноклазовым) парагенезисом породообразующих минералов (пироксеновые и амфиболовые габбро, метагаббро габбро-анортозиты, основные кристаллические сланцы, амфиболиты, габбро-диориты) и продукты их дезинтеграции в виде реликтовых минералов. В основных породах в тесной ассоциации с габброидами фиксируются включения перидотитов, пироксенитов, плагноклазовых пироксенитов, горнблендитов, алливалитов, реже гарцбургитов и дунитов, которые по составу породообразующих минералов существенно отличаются от шпинелевых перидотитов из включений в щелочных базальтах и в большинстве своем близки к породам интрузий альпинотипных гипербазитов Восточной Камчатки. Для вмещающих кислых разностей характерны включения габбро-диоритов, гранодиоритов и гранитов. Очень интересны многочисленные находки в кислой пемзово-игнимбитовой пирокластике кальдерных вулканов анортит-оливин-пироксеновых сегрегаций, "склеенных" базальтовым мезостазисом, и крупных (до 2,0—2,5 км) кристаллов чистого анортита с базальтовыми примазками, являющихся неравновесными по отношению к вмещающим их образованиям, что несомненно указывает на определенную связь кислых вулканитов с основным расплавом. Таким образом, устанавливается четкая приуроченность определенного петрографического типа включений к соответствующим вмещающим породам.

Чрезвычайно важное с точки зрения генезиса андезитовых расплавов явление было установлено и детально изучено Ю.П. Масуренковым, который во многих образцах включений Камчатки зафиксировал последовательные стадии плавления полнокристаллических пород вплоть до полной их дезинтеграции и превращения по вмещающие эффузивы с реликтовыми минералами. Процесс плавления, по-видимому, протекал с привнесением летучих компонентов, кремнезема и щелочей, что привело к формированию несколько более кислых и щелочных, нежели включения, расплавов. Все это свидетельствует о том, что плавленные полнокристаллические породы являются отторженцами магмопроизводящего субстрата. Очень важная с петрологической точки зрения особенность эффузивов андезитовой формации и заключенных в них ксенолитов — полное отсутствие среди породообразующих минералов барофильных образований, в частности граната, а среди включений — гранатсодержащих пород. Таковые в общем не характерны и для океанов, однако они отмечаются в выбросах вулканов Гавайских островов.

КОРРЕЛЯЦИЯ СОДЕРЖАНИЙ ОКИСИ КАЛИЯ И НЕКОТОРЫХ ДРУГИХ НЕКОГЕРЕНТНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ С ГЛУБИНОЙ ДО СЕЙСМОФОКАЛЬНЫХ ЗОН

Пространственная и временная сопряженность в пределах большинства островных и вулканических дуг активнейших эндогенных процессов — сейсмичности и вулканизма привела многих естествоиспытателей к мысли о существовании между ними причинно-следственной связи и направила их исследования в русло поиска сущности этой связи. В последнее время в процессе возникновения и развития идей "плитовой тектоники" особое внимание привлекает вопрос о характере соотношения состава вулканических пород с глубинами до так называемых сейсмофокальных зон (или зон Заварицкого—Беньофа), поскольку в его положительном решении многими исследователями вслед за Х. Куно усматри-

вается один из возможных путей определения гипсометрических уровней возникновения андезитовых расплавов.

Среди главных породообразующих элементов островодужных вулканических пород наибольшая петрологическая информативность большинством исследователей признается за калием—типичным некогерентным литофильным элементом. Это обстоятельство обусловлено практическим невыходом калия в ранние кристаллические фазы и накоплением его в остаточной жидкости вплоть до ее полного застывания в виде кислых эффузивов или основных масс средних пород. С другой стороны, как показали термодинамические расчеты А.А. Маракушева и Л.Л. Перчука [5], химическое сродство силикатов к калию относительно натрия значительно снижается с переходом от алюмосиликатов к силикатам алюминия (т.е. с повышением координационного числа алюминия с 4 до 6), которые преобладают в глубинах Земли. Это должно способствовать обогащению более глубоких магм калием, содержание которого, таким образом, может рассматриваться в качестве своеобразного показателя глубинности магмообразования. Подобным же образом ведут себя и другие родственные ему щелочные металлы (рубидий, цезий).

Рассматриваемым вопросом занимались многие исследователи (как у нас в стране, так и за рубежом). Была произведена количественная оценка соотношения между концентрациями окиси калия и некоторых других некогерентных элементов при определенном содержании кремнезема с глубиной до сейсмофокальной зоны в пределах многих островных дуг и выявлена высокая положительная корреляция этих величин. Было также показано, что характер корреляционной связи состав — глубина не остается постоянным при переходе от дуги к дуге и от островных дуг к континентальным окраинам. Большинство исследователей склоняется к мысли, что выявленная зависимость подтверждает предполагаемую "новой глобальной тектоникой" приуроченность очагов магмообразования к верхней части погружающейся литосферной плиты и, по мнению некоторых из них, может быть использована при решении обратной задачи — определении положения очагов магмообразования и палеозон Беньюфа при геологических реконструкциях.

Учитывая важность вопроса о характере связи состава вулканических пород с глубинами фокусов землетрясений, его сложность и дискуссионность, мы попытались количественно оценить эту связь и выяснить степень ее значимости для определения глубины магмообразования в пределах Курильской островной дуги. Исходным материалом для проведения исследований служили результаты 1115 полных химических анализов лав 68 вулканов Курильских островов и продолжающей их зоны Акан-Сиретоко Восточного Хоккайдо (оригинальных и заимствованных из литературных источников), а также 324 количественных определений содержания окиси рубидия, 193 — стронция, 323 — окиси лития, 279 — скандия. Для сравнения содержаний калия привлечен литературный материал по Южной и Восточной Камчатке, а также вулканической зоне Юго-Западного Хоккайдо—Северного Хонсю. Все аналитические данные были обработаны с помощью многомерного статистического анализа, позволившего при выявлении корреляции учесть изменение содержаний тех или иных элементов в породах в зависимости от вариаций их кремнекислотности.

Было установлено, что между содержаниями окиси калия в четвертичных породах Курильских островов и глубиной залегания под вулканами сейсмофокальной зоны существует тесная связь (коэффициент корреля-

ции достигает 0,92). Проведенные исследования позволили распространить этот вывод также на рубидий и стронций, судьба которых в расплавах тесно связана с геохимической историей калия. Эмпирические уравнения регрессии для данных элементов позволяют поэтому с достаточной точностью определять положение сейсмофокальной зоны по их концентрациям. Мы не сомневаемся в том, что выявленная математическими методами на достаточно представительном материале количественная зависимость между концентрациями окислов калия, рубидия и стронция в лавах и глубиной до сейсмофокальной зоны имеет прямое отношение к проблеме локализации магматических очагов и природы поперечной петрохимической зональности островных дуг. Возникает лишь вопрос: является ли эта зависимость доказательством приуроченности областей магмообразования к сейсмофокальной зоне, как это утверждал Х. Куно и его последователи? Известно, что наличие даже функциональной зависимости между переменными величинами не всегда говорит об их причинной взаимосвязи. Аппарат математической статистики лишь содействует выявлению этой зависимости, однако интерпретация ее причин лежит вне компетенции статистических методов. Достоверная корреляция может быть обусловлена разными обстоятельствами: непосредственной причинной зависимостью, общей зависимостью от третьей величины, неоднородностью материала и быть чисто формальной. В нашем случае она фиксирует соотношение между двумя рядами с трендами возрастания — увеличением содержания калия к континенту и ростом глубин очагов землетрясений в этом же направлении, но совсем не означает, что именно различие глубин гипоцентров является причиной соответствующего различия составов.

Все сказанное имеет целью еще раз подчеркнуть то обстоятельство, что наличие тесной корреляционной связи между переменными величинами само по себе не служит основанием для генетических выводов и, следовательно, базирующееся только на этом факте заключение о положении магматических очагов в сейсмофокальной зоне на глубинах 100—200 км представляется неправомерным. Выявленные статистические закономерности обязаны своим проявлением установленным Х. Куно латеральным вариациям состава пород островных дуг, интерпретация которых должна быть необходимым условием любой петрогенетической гипотезы. Вопрос, чем вызваны эти вариации (градиентами давлений в областях магмообразования, латеральным изменением состава и свойств магмогенерирующего субстрата или потока разогретых глубинных флюидов, длительностью экстракции калия, рубидия, стронция из вмещающих расплавы пород и т.п.), требует проведения специальных исследований.

ОЧАГИ И МАГМОГЕНЕРИРУЮЩИЕ СУБСТРАТЫ ОСТРОВДУЖНЫХ ВУЛКАНОВ

Проблема природы андезитового вулканизма неотделима от вопроса о возможных глубинах залегания питающих вулканы магматических очагов и характере существующих на этих глубинах магмообразующих субстратов.

В науке давно сложилось мнение о наличии под вулканами магматических очагов двух типов — первичных (магмопроизводящих), тесно связанных с исходным субстратом и определяющих природу вулканизма

и формационную принадлежность его продуктов, и вторичных (периферических) магмоотстойников. Последние, связанные магмоводами с областями генерации расплавов, служат местами трансформации первичных выплавов в более кремнеземистые производные путем фракционной кристаллизации, ассимиляции и т.п. процессов. С ними связаны проявления кислого вулканизма как следствие дифференциации более основных магм или как результат формирования близповерхностных самостоятельных очагов палингенного дацит-риолитового расплава.

По поводу небольшой (до 10–20 км) глубины залегания периферических очагов мнения исследователей вполне единодушны. Они подтверждаются гравимагнитными и сейсмическими наблюдениями на активных вулканах, наличием в основаниях глубокоэродированных аппаратов субвулканических интрузий соответствующего состава, а в лавах — обильных, нередко плавленных или ороговикованных ксенолитов пород, слагающих приповерхностные структурно-стратиграфические комплексы земной коры.

Относительно же глубины зарождения и состава материнских пород первичных очагов взгляды исследователей сильно расходятся. Так, глобальная приуроченность андезитов к эвгеосинклинальным поясам континентов и их активным окраинам породило представление об ответственности за их образование континентальных блоков коры (идею выплавления андезитовых магм в низах утолщенного базальтового слоя орогенов развивали в свое время Х. Хесс, Ф. Тернер и Дж. Ферхуген, Ю.М. Шейнман и др.). После широко известных работ Г.С. Горшкова по определению глубины залегания очага Ключевского вулкана, а также А.П. Истока и К.А. Мураты на ту же тему по вулканам Гавайских островов взгляды петрологов резко склонились к представлению о мантийном залегании очаговых областей как в пределах океанов, так и под островными дугами (глубина их залегания определялась 50–70 км). Идея "мантийности" получила дальнейшее развитие в работах Х. Куно, связавшего андезитовое магмообразование с процессами в сейсмофокальном слое на глубинах 100–200 км, где впоследствии были обнаружены асейсмичные области, характеризующиеся повышенной пластичностью вещества. Представление о связи очагов магмообразования с сейсмофокальной зоной в последнее время было взято на вооружение сторонниками "тектоники плит", согласно которой в этой зоне в результате формирования андезитовых расплавов происходит уничтожение субдуцируемой и эклогитизирующейся при этом базальтовой океанической литосферной плиты.

Вполне конкретные данные о положении магматических очагов под Катмайским вулканическим хребтом на Аляске были в свое время получены С. Куботой и Е. Бергом [9], которые на основании наблюдений над прохождением здесь упругих волн от местных землетрясений пришли к выводу о наличии под хребтом не менее 10 магматических камер. Размеры их в плане увеличиваются с глубиной от 5 × 9 км на уровне 8–10 км от дневной поверхности до 50 × 20 км на глубине 40–50 км. Характерно, что неглубокие (до 20 км) камеры устанавливаются непосредственно под конкретными активными вулканами. Подобные камеры на большой глубине значительно более обширные и такой связи не обнаруживают. Между самым глубоким магматическим резервуаром (40–50 км) и камерой на глубине около 20 км устанавливается узкий связующий канал. Предполагается существование подобных каналов и между более мелкими камерами. Так, по-видимому, и выглядит типовая картина магма-

38/19

тической системы под островодужными вулканами или их цепями, что подтверждается геофизическими исследованиями на Камчатке, Курильских островах, в Японии. Особого упоминания заслуживают вулканы Авачинской и Ключевской групп на Камчатке. Благодаря эффекту экранирования поперечных сейсмических волн от близких землетрясений С.А. Федотовым и А.И. Фарберовым под Авачинским вулканом в интервале глубин 20—80 км зафиксирована вертикальная, частично расплавленная колонна — первичный очаг, над которым на глубине всего 1,5—2 км комплексом геофизических методов установлен периферический очаг, имеющий поперечник около 6 км (Г.С. Штейнберг и др.). У других вулканов Авачинской группы периферические камеры не обнаружены, в связи с чем предполагается их прямое глубинное питание. Непосредственно из первичного очага питается по установленному сейсмическим методом магмоводу и вулкан Ключевской, тогда как к вулкану Безымянному расплав поступает из крупного периферического очага, расположенного на глубине 10—20 км и имеющего связь с магмоводом под ключевой сопкой [1]. Аналогичная картина наблюдается и на юге Курильской островной дуги по данным изучения обменных волн от землетрясений (МОВЗ).

Достаточно определенное представление о положении областей генерации магмы под восточной частью Камчатки дает построенная С.А. Федотовым и О.В. Потаповой [8] на основе детальных сейсмологических наблюдений карта тел, расположенных на глубинах от 30 до 100 км и экранирующих продольные и поперечные волны. Эти тела в виде широкой прерывистой полосы прослеживаются вдоль всей восточной вулканической зоны и прилегающей к ней части шельфа.

Принципиально важными особенностями глубинной структуры циркумтихоокеанских вулканических поясов являются общая повышенная мощность (40—70 км) и плотность (примерно на $0,1 \text{ г/см}^3$) земной коры, сильный раздув непосредственно под вулканами "базальтового" слоя, его повышенная сейсмическая расслоенность, наличие инверсионных пачек и т.п. Несмотря на существующие представления о мозаичной (от субокеанической до субконтинентальной) структуре земной коры Курильской островной дуги, эти особенности, как показали поставленные СахКНИИ ДВНЦ АН СССР работы МОВЗ, свойственны и данной вулканической структуре. Это представляется очевидным, если согласиться с отнесением распространяющейся до глубин 60—90 км (С.А. Федотов) разуплотненной, высокопоглощающей сейсмические волны "мантии" к земной коре, как это было сделано на Камчатке [1].

Изложенный материал неизбежно приводит к выводу, что под рассматриваемыми вулканическими поясами развита своеобразная утяжеленная ("базифицированная") инъекциями базит-гипербазитовых дериватов мантии земная кора, существенно отличающаяся от типичной коры континентов с её мощным "гранитным" слоем. Как следует из данных по изучению ксенолитов в известково-щелочных лавах, кристаллическая (консолидированная) кора этих поясов представляет собой пеструю мозаику излившихся, интрузивных и вулканогенно-осадочных пород преимущественно основного состава (габбрового в широком смысле), в различной степени метаморфизованных в условиях высоких температур и относительно низких давлений. Чрезвычайно сложное распределение температур, связанное с наличием локальных масс магматического расплава, и как следствие этого сложная конфигурация изоград определили фаціальную пестроту метаморфических образований и быстрые переходы между

ними, т.е. зонально-пятнистое проявление метаморфизма, свойственное всем подвижным поясам (В.С. Соболев, Н.А. Добрецов и др.).

Граничные параметры режима магмообразования могут быть установлены по наличию критических парагенезисов минералов в лавах и ксеногенных включениях. В нашем случае таким критерием может служить эклогитовый парагенезис с гранатом — минералом повышенных давлений. Полное отсутствие его в продуктах островодужного вулканизма при широком развитии в кимберлитах и щелочных базальтах континентов свидетельствуют о том, что области андезитового магмообразования находятся выше габбро-эклогитового барьера (не глубже 50—60 км), т.е. в пределах земной коры. Термодинамические расчеты, основанные на данных о тепловых потоках, теплопроводности и плотности пород, вполне допускают возможность плавления основного материала на глубинах 30—60 км, особенно если учесть возможность поступления в кору дополнительных количеств тепла с восходящими потоками разогретых флюидов, играющих к тому же еще и большую плавневую роль. Высокая электропроводность, зафиксированная на этих глубинах МГЗ, подтверждает сделанный вывод. Именно массовое выплавление андезитов и андезито-базальтов в нижних слоях земной коры служит, по мнению В.В. Белоусова [2], ярким показателем своеобразного эндогенного режима островных дуг, предусматривающего высокую разогретость как верхней мантии, так и земной коры этих структур.

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ АНДЕЗИТОВОГО ВУЛКАНИЗМА

Большая роль воды и других летучих компонентов (водорода, углекислоты, углеводородов и др.) в коровом магматогенезе была в тридцатых годах теоретически предсказана Д.С. Коржинским и в последующее время была доведена им и его учениками до стройной теории о "сквозь-магматических растворах" или колоннах фильтрующихся с глубин разогретых существенно водных флюидов, нагруженных многими легкоподвижными компонентами, в частности щелочными и некоторыми другими металлами. Эти растворы не только являются активными теплоносителями, в значительной мере обеспечивающими энергетическую сторону магматического процесса, но и, как показал физико-химический эксперимент, играют большую плавневую роль, в значительной мере регулируют основно-кислотные свойства расплавов, режим кислорода, щелочей и других подвижных компонентов в них.

Активная роль флюидной фазы в образовании и эволюции андезитовых расплавов в настоящее время как будто не вызывает ни у кого сомнения. На присутствие существенных количеств воды в островодужных магмах вполне определенно указывают: а) высокая взрывная активность вулканов и пористость их лав; б) частое наличие как в интрателлурических кристаллах, так и в нераскристаллизованном вулканическом стекле совершенно изолированных каплевидных обособлений гидратизированного стекла — палагонита, который, в частности, был описан авторами в базальтах Курильских островов; в) наличие преимущественно в кислых лавах водосодержащих минералов (роговой обманки, биотита); д) состав газово-жидких включений и др.

Роль воды при магмообразовании сводится главным образом к резкому сдвигу выплавляемой эвтектики в сторону плагиоклаза и поддержанию в расплаве постоянно высокого содержания кислорода. Петрографическое следствие этого явления — лейкократовый (габбро-анорто-

зитовой) облик лав андезитовой формации и высокая магнезиальность темноцветных минералов даже в кислых породах (налет основности), обязанная ранней кристаллизации магнетита (осборновское направление кристаллизации). Вопрос о природе флюидов — один из наиболее сложных и неразработанных. Сейчас можно лишь предполагать, что большая часть флюидов образуется в результате дегазации первичного вещества Земли и поступает с больших глубин по разломам, к которым приурочены островные дуги и которые облегчают этот процесс. Не исключено, что определенное количество флюидов мобилизуется из осадочных и метаморфических пород основания эвгеосинклиналей.

ВЫВОДЫ

Изложенные выше материалы позволяют сделать следующие основные выводы.

1. При решении вопроса о геологической природе вулканизма (мантйной или коровой) следует всегда твердо помнить, что граница М (подошва земной коры в геофизических моделях литосферы) под континентами и их активными окраинами далеко не всегда совпадает с вещественным разделом кора — мантия (сменой ультраосновных пород основными). В недрах андезитовых вулканических поясов всегда развита сильно утолщенная "габбровая" земная кора, распространяющаяся здесь до глубин не менее 60—70 км, т.е. значительно глубже раздела М и в своей нижней высокоскоростной части ($V_p = 7,3-7,9$ км/с) обычно трактующаяся как "разуплотненная мантия".

2. Четкая дискретность составов океанических и островодужных вулканических серий, а также выносимых ими включений не оставляет сомнения в том, что составы магмопроизводящих субстратов этих серий и условия их плавления принципиально отличаются.

3. Устанавливаемые геофизическими методами близкие глубины залегания магматических очагов вулканов островных дуг и океанов (50—60 км) отнюдь не свидетельствуют о единой природе вулканизма этих принципиально различных глобальных структур Земли: в океанах на таких уровнях залегает ультраосновное вещество мантии, под островными дугами — основание утолщенной "габбровой" земной коры.

4. В генерации и эволюции островодужных магм большую роль играют перегретые глубинные флюиды, в частности вода.

5. Тесная корреляция содержания калия, рубидия, стронция с глубиной залегания под островными дугами сейсмофокальных зон не может служить указанием на приуроченность областей плавления к этим зонам, а лишь свидетельствует об увеличении глубин первичных очагов с удалением от океана и, возможно, дифференциальной щелочности восходящих потоков горячих флюидов, усиленно отделяющихся от вещества верхней мантии в областях гипоцентров землетрясений.

6. Единственно приемлемой гипотезой, объясняющей особенности состава и глобальную приуроченность андезитовой формации к активным окраинам и складчатым областям континентов может быть только гипотеза плавления вещества нижних частей земной коры в восходящих потоках интрателлурических растворов и энергии, успешно разрабатываемая в последнее время И.М. Волоховым [3].

7. Смена во времени океанического вулканизма островодужным свидетельствует о перемещении очагов магмообразования из мантии в земную кору, т.е. смене магмообразующих субстратов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аносов Г.И., Биккенина С.К., Попов А.А., Сергеев К.Ф., Утнасин В.К., Федорченко В.И. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука, 1978.
2. Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1978.
3. Волохов И.М. Магмы, интрателлурические растворы и магматические формации. Новосибирск: Наука, 1979.
4. Кропоткин П.Н., Валеев Б.Н., Гафаров. Глубинная тектоника древних платформ северного полушария. — Тр. ГИН АН СССР, 1971, вып. 209.
5. Маракушев А.А., Перчук Л.Л. Основные направления эволюции магматизма в развитии земной коры. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли (геология, геохимия, геофизика). М.: Изд-во МГУ, 1975, вып. 2.
6. Милютин Е.Н. Сейсмические исследования верхней мантии. М.: Наука, 1976.
7. Моисеенко Ф.С. Современные представления о земной коре. — Вестн. ЛГУ. Геология и география, 1975, вып. 4, № 24.
8. Федотов С.А., Поталова О.В. Предварительная карта тел на глубинах 30—100 км в верхней мантии под Камчаткой, экранирующих Р и S волны. — В кн.: Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука, 1974.
9. Kubota S., Berg E. Evidence for magma in Katmai re volcanic range. — Bull. volcanol., 1967, vol. 31, N 175.
10. Mikuno T. A study on crustal structure in Japan by the use of seismic and gravity data. — Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo, 1966, vol. 44, N 3.

УДК 550.93

А.А. МАРАКУШЕВ

МЕТАМОРФИЗМ В СВЯЗИ С РАЗВИТИЕМ ЗЕМНОЙ КОРЫ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Исследования метаморфизма Тихоокеанского пояса [8, 9] убеждают в том, что в эволюции земной коры доминирует формирование континентального ее типа за счет океанического, тогда как явления деструкции континентальной коры играют подчиненную роль. Это отражает общий процесс разрастания континентальных массивов за счет океанических впадин [16]. Соответственно на островных дугах и активных континентальных окраинах обычно прослеживается последовательное смещение тектогенеза в сторону океана (рис. 1). С этим связана наиболее важная геологическая особенность строения островных дуг — их асимметричность: на сторонах островных дуг, обращенных к континенту, залегают наиболее древние формации метаморфических пород (докембрийские и палеозойские), а океанические окраины островных дуг представлены молодыми образованиями (до современных). При этом на каждом этапе прослеживается сочетание поясов, отвечающих различным стадиям геосинклинального развития: поднятия орогенического пояса и собственно эвгеосинклинального пояса, находящегося еще в стадии погружения (рис. 2). Современные пояса поднятия и погружения, контрастные по геотектоническому режиму, выделяются на островных дугах особенно четко.

Зоны поднятий — это магматические островные дуги — активные пояса андезитового вулканизма и плутонического развития гранитов, мигматитов и связанных с ними метаморфических пород. Зоны погружений охватывают прижелобные части интенсивного прогибания и так называемые немагматические (внешние) островные дуги (см. рис. 2) с проявле-

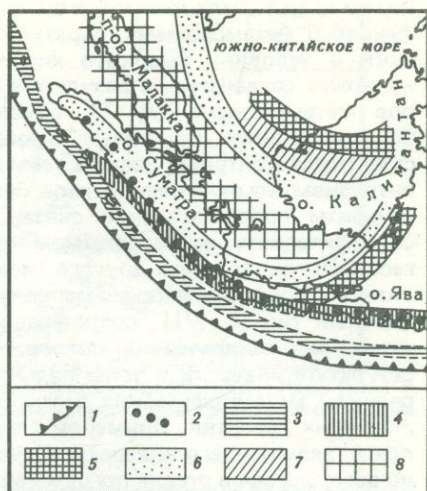
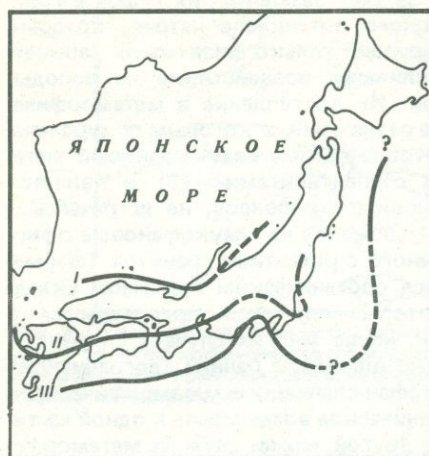


Рис. 1. Схема последовательного смещения в сторону океана орогенических зон Японской островной дуги [4]

I — палеозойская зона (орогенез Акиоши), II — мезозойская орогеническая зона (орогенез Сакава), III — зона новейшего горообразования

Рис. 2. Схема геосинклинального развития Индонезии [14]

1 — глубоководный желоб, 2 — действующие вулканы, 3—4 — третичные и современные зоны погружения (3) и поднятия (4), 5—6 — меловые зоны погружения (5) и поднятия (6), 7—8 — пермо-триасовые зоны погружения (7) и поднятия (8)

ниями низкотемпературного и среднетемпературного метаморфизма. Эти современные системы поднятий и прогибаний не осложнены наложенными процессами более общего орогенического поднятия (охватывающего и погруженные эвгеосинклинальные зоны), отличаясь тем самым от аналогичных более древних систем (мезозойских, палеозойских, докембрийских), в которых зоны погружения в дальнейшем были вовлечены в общий процесс орогенеза с сопутствующим ему наложенным метаморфизмом и распознаются на островных дугах (см. рис. 2) лишь по реликтовым останкам свойственных им горных пород. Наиболее типичными представителями эвгеосинклинальных формаций зон погружения являются метаморфические и магматические породы офиолитовых (альпинотипных) комплексов — серпентинизированные гипербазиты дунит-гарцбургитовой ассоциации, толеитовые базальты и их метаморфические производные (спилиты, ломонтитовые, пренитовые, пупеллиитовые породы, альбит-хлоритовые и глаукофановые сланцы, гранатовые амфиболиты, эклогиты, эгирин-жадеитовые метаграувакки, аспидные и кремнистые сланцы).

Метаморфизм в поясах погружения связан с ранними дислокациями до стадии орогенического воздымания поясов, развития гранитного магматизма и сопряженного с ним метаморфизма. Этот ранний (догранитный) метаморфизм (формационный тип I) проходил под воздействием глубинных флюидов восстановленного характера, богатых натрием и крайне бедных углекислотой, он сопровождался широкой альбитизацией пород и местами образованием субщелочной и щелочной минерализации (с глаукофаном, глаукофан-рибекитом, эгирин-жадеитом, эгирином, рибе-

китом и др.). Этот комплекс щелочных минералов, типичных для глаукофанового метаморфизма, образуется за счет базальтов, их туфов и граувакк в условиях высокого химического потенциала натрия, который не может создаваться в результате вариаций только физических параметров метаморфизма (P , T), обуславливаясь воздействием на породы, богатые натрием глубинных флюидов. Их поступление в метаморфические пояса контролировалось теми же разломами, к которым приурочены интрузивы альпинотипных гипербазитов. Поэтому глаукофановый метаморфизм пространственно связан с серпентинитами [13] и является специфическим метаморфизмом офиолитовых поясов, не встречаясь в геоструктурных зонах другого типа. Наложение на глаукофановые офиолитовые пояса метаморфизма, связанного с развитием гранитов (формационный тип II, [7]), сопровождается орогеническим подъемом складчатых метаморфических поясов, которые при этом превращаются в результате инверсии в зоны поднятия, но во многих случаях сохраняют реликты метаморфических пород, относящихся к ранней (догранитной) стадии их развития. Примером глаукофан-сланцевого метаморфического пояса, испытавшего инверсию и орогеническое воздымание в одной части, но оставшегося в стадии погружения в другой, может служить метаморфическая зона Пуэрто-Рико, Гаити и Кубы. Восточная часть этой зоны, оставшаяся в стадии погружения (без наложенного метаморфизма, связанного с гранитами), прослеживается при драгировании [11] вдоль желоба Пуэрто-Рико, входящего в систему Антильской островной дуги. Она представлена здесь глаукофановыми и альбит-хлоритовыми сланцами, спилитами и серпентинитами. В спилитах наглядно выражена интенсивная альбитизация плагиоклаза и хлоритизация темноцветных минералов. Голубые сланцы состоят из глаукофана, эпидота, граната, сфена, кварца, мусковита, хлорита. Гранат представлен кальциевым альмандином $\text{CaFe}_{1,87}^{2+} \text{X Mg}_{0,13} \text{Fe}_{0,08}^{3+} \text{Al}_{1,92} \text{Si}_3 \text{O}_{12}$. Геологическое строение желоба по геофизическим данным описано Э. Бенсом [2]. Дно желоба на глубине 8,3 км представляет абиссальную равнину, полого наклоненную к югу, покрытую тонкослоистыми осадками. В целом — это структура прогибания со сравнительно пологими склонами (с сейсмической скоростью 6,6 км/сек), причем предполагается, что южный склон (со стороны Пуэрто-Рико) сложен метаморфическими породами, а северный — породами океанической коры. Переход от океанической области к желобу (с севера на юг) характеризуется погружением поверхности с 12 до 15 км (и "базальтового" слоя) и разуплотнением мантийного субстрата (уменьшением сейсмических скоростей с 8,0 до 6,9 км/сек) в меру его метаморфического преобразования. Усиление метаморфического разуплотнения глубинных областей связывается с воздыманием складчатых сооружений и причленением их к островным дугам и континентальным окраинам. Рассматриваемый подвижный пояс испытал подобную инверсию в его западной части: на западном продолжении желоба Пуэрто-Рико расположены зоны глаукофановых сланцев о-вов Гаити и Кубы, залегающие с ним в едином структурном плане. В последние годы представление об офиолитовых поясах глаукофанового метаморфизма как о претерпевших орогеническую инверсию структурах древних глубоководных желобов получает все более широкое распространение. Орогеническому подъему складчатых сооружений должно способствовать наложение на глаукофановый метаморфизм проявлений более позднего метаморфизма и гранитизации, сопровождающихся особенно интенсивным разуплотнением глубинных зон, связанных с их общей дегазацией. Поэтому глаукофановые

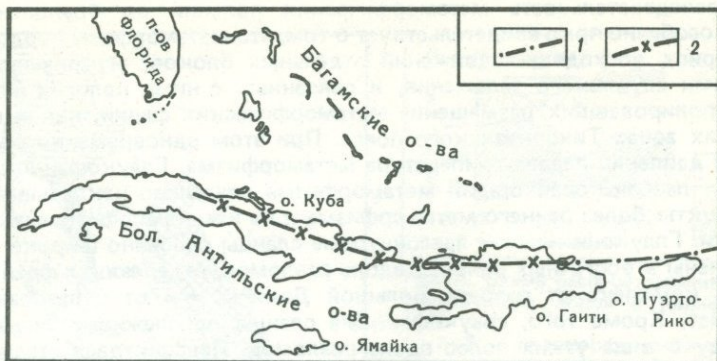


Рис. 3. Схема расположения метаморфического пояса Больших Антильских островов
 1 — зона глаукофан-сланцевого метаморфизма вдоль желоба Пуэрто-Рико (тип I),
 2 — зона глаукофан-сланцевого метаморфизма с наложением гранитоидного магматизма и метаморфизма типа II

пояса нередко содержат интрузивы гранитов, наложения более позднего метаморфизма [8] и залегают в структурах с мощной корой континентального типа (на островных дугах и континентальных окраинах). Вдоль метаморфической зоны Пуэрто-Рико — Гаити — Куба (рис. 3) происходит быстрое нарастание мощности коры. При отсутствии гранитоидного наложения офиолитовые глаукофан-сланцевые пояса приурочены к структурам с маломощной корой. Примером может служить францисканская формация на западной окраине Американского континента, в пределах которой (вместе с шельфом) поверхность М залегает на небольшой глубине около 20 км (глубина залегания этой поверхности в прилегающей океанической области около 15 км).

Характеристика размещения метаморфических пород францисканского комплекса и их интерпретация в отношении физических условий метаморфизма приводится во многих работах [1]. Исключительная сложность взаимоотношений метаморфических пород, охватывающих широкий температурный диапазон $\sim 550\text{--}100^\circ\text{C}$, обусловлена полиметаморфическим характером зоны и наложением друг на друга по крайней мере трех стадий метаморфизма, охватывающего период геологического времени — 150—77 млн. лет [1]. Наиболее ранние этапы метаморфизма соответствуют максимальному погружению францисканской формации, ранним этапам складчатости и внедрения гипербазитов и подъему натриевых флюидов. С этим этапом связано образование эклогитов и части гранат-глаукофановых пород и жадеитовых метаграувакк, что соответствует глубине эрозионного среза около 20 км. Возможно, эклогиты и гранат-глаукофановые породы формировались ниже глубины современного эрозионного среза. В метаморфической зональности они не занимают определенного места, встречаясь в виде ксенолитов в серпентинитах и тектонических блоков в слабоизмененных граувакках или в сланцах. Часто они имеют вид окатанных валунов. Размеры тектонических блоков изменяются от нескольких метров до первых сотен метров, но обычно их длина не превышает 50 м. В эклогитах редко встречается свежий омфациит, большей частью это — роговообманковые эклогиты, горнблендиты, глаукофановые эклогиты или эпидотовые и альбитовые их разновидности. Многие разновидности содержат рутил, пирит, халькопирит.

Последовательность метаморфических явлений во Францисканской зоне особенно ярко свидетельствует о том, что метаморфизм продолжался в период восходящих движений отдельных блоков, ограниченных разломами глубинного заложения, и связанных с ними пологих надвигов, контролировавших размещение метаморфических фаций, как и во всех других зонах Тихоокеанского пояса. При этом одновременно со снижением давления падала температура метаморфизма. Глаукофан-лавсонитовая и лавсонитовая стадии метаморфизма отчетливо накладываются на продукты более раннего метаморфизма и на неметаморфизованные граувакки. Глаукофановые и лавсонитовые сланцы особенно широко распространены в восточных районах вдоль разломов, отделяющих францисканский комплекс от разреза Большой Долины или от образований гор Кламат. Кроме того, граукофановые сланцы прослеживаются далеко к западу в виде узких полос вдоль разломов. Лавсонитовая стадия метаморфизма непосредственно сменяется ломонтитовой (цеолитовой) с образованием промежуточных пород, характеризующихся ассоциацией этих минералов, но возможно, что эти стадии разделяются пумпеллит-кварц-альбит-хлоритовой стадией. Последняя широко распространена в слабометаморфизованных граувакках, разделяющих зоны: ломонтитовую (западную, прибрежную) и лавсонитовую (восточную, прилегающую к горам Кламат и Большой Долине). Ломонтит образует прожилки в граувакках и в базальтоидах, местами замещает плагиоклаз, сам замещается пренитом. Взаимоотношения лавсонитовой, пумпеллитовой, пренитовой и ломонтитовой минерализаций очень сложны и нередко противоречивы, что, очевидно, свидетельствует о близости физико-химических условий их возникновения. Но в общем степень метаморфизма нарастает в направлении с запада на восток по направлению к разломам, и в этой последовательности ломонтитовая и пренитовая минерализации сменяются альбит-пумпеллитовой и затем глаукофан-лавсонитовой.

На рис. 4 представлена общая схема зональности францисканской формации (по [16]), отражающая последовательную смену фаций метаморфизма с запада на восток: цеолитовая, пренит-пумпеллитовая и лавсонит-глаукофановая. Геофизический разрез этой зоны на широте Сан-Франциско (см. рис. 4) представлен на рис. 5. Он пересекает как францисканскую формацию (тип метаморфизма I), так и ограничивающую ее с запада формацию Сьерра-Невада, характеризуется широким развитием гранитоидов, мигматитов и метаморфических пород типа II. Эти две формации представляют сопряженные зоны погружения и поднятия, они резко различаются по типу метаморфизма, магматизму и составу геосинклинальных отложений, разделяясь надвигом, падающим на восток (под американский континент). Как следует из рис. 5, с переходом от францисканской к формации Сьерра-Невада мощность коры возрастает вдвое. Эти соотношения типичны для активных континентальных окраин и островных дуг Тихоокеанского пояса, на которых максимумы мощности земной коры совпадают с метаморфическими зонами широкого развития гранитов и гранитоидов, мигматитов и метаморфических пород типа II. Так, на Камчатке максимум мощности земной коры (около 35 км) приходится на метаморфическую зону Срединного хребта. Она прослеживается в меридиональном направлении на 250 км согласно с общим простираем складчатых структур и поясом интрузивного гранитоидного магматизма [5, 6, 15 и др.].

Вмещающий комплекс мезозойских и более древних пород подразделяется на ряд толщ. К нижней части разреза приурочена толща первич-

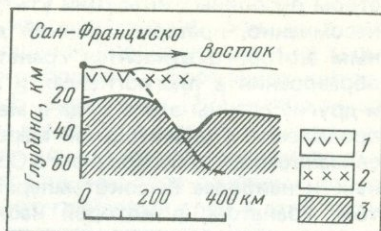
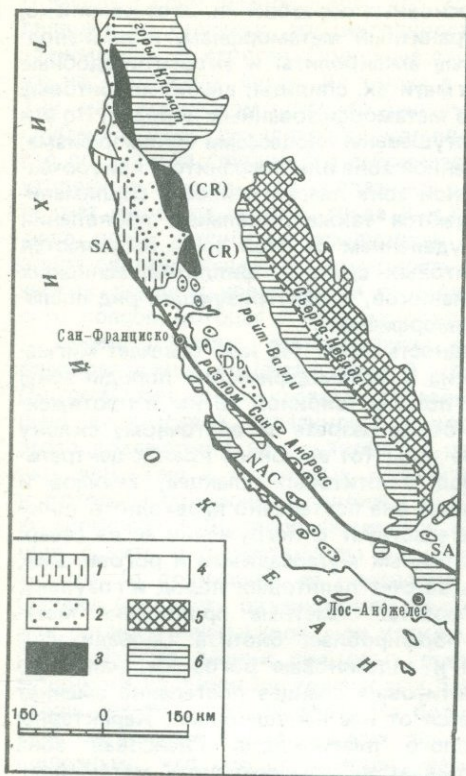


Рис. 4. Схема распространения метаморфических пород в Калифорнии [16]

1-3 — метаморфические породы глаукофан-сланцевой Францисканской формации с ломонитом (1), пумпеллитом (2), лавсонитом и жадеитом (3); 4 — верхнемезозойские и кайнозойские неметаморфизованные породы, 5 — граниты и метаморфические породы формации Сьерра-Невада, 6 — кварцевые диориты и метаморфические породы формаций Сьерра-Невада и Клатмат, Db — хребт Диабло; разломы: SA — Сан-Андреас, NAS — Насимъенто, CR — надвиг Берегового Хребта

Рис. 5. Профиль на широте Сан-Франциско по сейсмическим данным [3]

1 — Францисканская формация (тип метаморфизма I), 2 — формация Сьерра-Невада (II), 3 — раздел кора — мантия

но-алеврито-глинистых пород с субпластовыми телами диабазов, порфиров и пироксенитов. Ее перекрывает толща алеврито-песчаных пород с линзами и прослоями внутриформационных гравелитов и конгломератов. Стратиграфически выше залегает толща существенно вулканогенных пород: диабазов, спилитов, их туфов и туффитов, прежде относимых к андриановской свите. Венчает разрез Срединного хребта толща флишоидно переслаивающихся алевролитов, глинистых сланцев, песчаников с подчиненным количеством маломощных прослоев кремнисто-глинистых сланцев, туффитов, линз внутриформационных конгломератов и гравелитов. В результате неравномерного метаморфизма терригенные породы Срединной зоны превращены в плагиогнейсы (гранат-пироксеновые, гранат-силлиманитовые, андалузитовые, ставролитовые) и слюдястые сланцы и локально мигматизированы. Наивысшая степень метаморфизма пород наблюдается в осевой зоне хребта, с удалением от которой плагиогнейсы и мигматиты сменяются кристаллическими сланцами, затем филлитами и, наконец, неизменными породами. Вулканогенные и ультраосновные породы метаморфизованы с образованием амфиболитов и их эпидотовых и гранатовых разновидностей, хлоритовых, хлорит-актинолитовых и других зеленых сланцев.

Таким образом, Срединная зона приурочена к слоистой толще, представляющей собой перемежаемость терригенных песчано-глинистых и основных вулканогенных и граувакковых пород с небольшим количе-

ством послонных инъекций ультраосновных образований. Этот комплекс, несомненно, претерпел ранний догратитный метаморфизм, к производным которого относятся гранатовые амфиболиты и эклогитоподобные образования в плагиогнейсах и мигматитах, спилиты, альбит-хлоритовые и другие сланцы этого ряда в менее метаморфизованных породах. Но эти проявления в значительной мере затушеваны процессами метаморфизма, связанного со становлением в Срединной зоне плагиогранитов, приуроченных к наиболее высокотемпературной зоне плагиогнейсов с силлиманитом, гранатом, в которой наблюдаются также локальные проявления мигматизации слоистых пород. С удалением от этой зоны выделяются полосы андалузитовых и ставролитовых сланцев, филлитов, аспидных сланцев и метаморфизованных песчаников, характеризующих ряд последовательного снижения степени метаморфизма.

На Хоккайдо максимальная мощность коры (43 км) отвечает мигматитовой зоне Хидака. Магматические и метаморфические породы зоны Хидака сосредоточены в пределах полосы шириной 20 км и протяженностью около 150 км. В поперечном ее разрезе по восточному склону гор Хидака выделяются следующие зоны (от внешнего края к центральному ядру): метаосадочных пород, биотитовых сланцев, гнейсов и мигматитов. К северу по простиранию она постепенно переходит в полосы роговиковых пород, что свидетельствует о погружении ее на север. Во внешних частях зоны, представленных метаосадками и роговиками, устанавливается, что она развилась за счет пелитовых пород и граувакк ниже- и среднемезозойского возраста. Заметные проявления метаморфизма выражаются наличием порфиробласт биотита. Спорадически встречаются гранат-кордиеритовые и андезиновые роговики, например возле перевала Карикати. Зона биотитовых сланцев постепенно сменяет описанную выше зону или отделяется от нее нарушениями. Характерны сланцы с порфиробластами кислого плагиоклаза. Гнейсовая зона повышенного метаморфизма охватывает внутреннюю часть метаморфического пояса, к которому приурочено мигматитовое центральное ядро. Основную роль играют биотитовые гнейсы с гранатом или без него, в подчиненном количестве развиты силлиманитовые или кордиеритовые их разности. В гнейсах обычны порфиробластические структуры. Центральное ядро метаморфического пояса сложено тоналитовыми мигматитами, состоящими из плагиоклаза, кварца, биотита и аксессуарных минералов. Часто присутствуют кордиерит или роговая обманка, иногда гиперстен, замещаемый куммингтонитом. На всем протяжении метаморфического пояса расположены тела гранитоидов, связанных с мигматитовыми породами через промежуточные разности гранито-гнейсов. Биотитовые граниты иногда через роговообманковые разности обнаруживают переходы к гранодиоритам и габбро, представляющим ранние фазы.

Зона Хидака по сравнению со Срединной отвечает значительно меньшей глубине эрозионного среза, чем обусловлено широкое развитие в ней кордиерита (образующегося в породах повышенной железистости в ассоциации с алмандином) и переходы к роговиковым фациям. Из соотношений Срединной метаморфической зоны (глубокоэродированной) и слабоэродированной зоны Хидака следует, что эрозия метаморфических зон не приводит к утонению земной коры. По-видимому, орогенез в раннюю активную его стадию сопровождается общей дебазификацией глубинных зон с разрастанием слоя основных пород за счет вещества мантии, что в той или иной мере компенсирует эрозионный срез метаморфических поясов. Однако, поскольку эрозии подвергается верхний гранито-

гнейсовый слой земной коры, его мощность находится в обратной корреляции со степенью эродированности метаморфических зон, хотя эта зависимость не строгая. Подобные соотношения прослеживаются не только на островных дугах, но также в докембрийских формациях щитов. Так, на Украинском щите, по данным И.Б. Щербакова [12], наибольшая глубина эрозии гранулитового комплекса намечается в районе Гайворона, где по данным глубинного сейсмического зондирования прослеживается утолщение земной коры, связанное с разрастанием слоя основных пород за счет вещества мантии, тогда как гранито-гнейсовый слой в этой части щита почти полностью эродирован. С эрозией верхнего слоя кислых пород связана общая закономерность возрастания основности метаморфических пород с увеличением глубины эрозионного среза метаморфических поясов, которая отмечалась рядом авторов [16].

Таким образом, метаморфизм представляется важным фактором преобразования вещества земной коры и прилегающих частей мантии. Он оказывает на них главным образом разуплотняющее (дебазифицирующее) воздействие, связанное с выносом оснований, хотя интенсивность этого воздействия неодинакова на различных этапах эволюции подвижных зон. Уже в срединных океанических хребтах рифтовой природы, к которым приурочены спилиты, альбит-хлоритовые сланцы и натриевые амфиболиты [10], прослеживаются сильные аномалии Буге, позволяющие судить о существенном разуплотнении мантии под этими структурами (о понижении ее плотности с $3,40 \text{ г/см}^3$ до $3,15 \text{ г/см}^3$ [3]). Однако мощность океанической земной коры под срединными хребтами или остается неизменной, или несколько уменьшается. Подвижные зоны в океанах на ранних рифтовых стадиях их развития характеризуются мощными излияниями толеитовых базальтов и внедрением гипербазитов (гарцбургитов, лерцолитов). На более зрелых стадиях толеит-базальтовый магматизм вулканических зон сменяется щелочно-базальтовым и щелочным, что сопровождается значительным возрастанием мощности коры основного состава, которая местами достигает 30 км (Гавайская вулканическая зона). Это отражает процесс дальнейшего разуплотнения глубинных зон в результате усиления метаморфической дебазификации мантийного вещества. С этим связано воздымание зон и образование цепей вулканических островов.

Эвгеосинклинальные подвижные зоны в системах островных дуг и континентальных окраин на предорогенной стадии их развития во многом сходны с океаническими структурами: их офиолитовые формации отличаются от "эмбриональных" (по Х. Хессу) офиолитовых формаций океанических хребтов только большей мощностью и более интенсивным проявлением в них дислокаций и натриевого метаморфизма I типа. Однако в геосинклиналях вулканизм сопровождается накоплением мощных толщ терригенных (глинистых) отложений, что определяет специфичность дальнейшего (орогенического) развития складчатых поясов с формированием гранито-гнейсового слоя земной коры, отсутствующего в океанах.

При этом возникают коровые магматические очаги, порождающие андезитовый магматизм в вулканической фации и гранитный магматизм в плутонической, а также широкое развитие аллохимической мигматизации слоистых толщ и связанного с ней метаморфизма II типа. Интенсивное метаморфическое разуплотнение глубинных зон ведет к орогеническому воздыманию и глубокой эрозии складчатых поясов, вскрывающей плутонические формации магматических и метаморфических горных пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бейли Э.Г., Блейк М.К.* Тектоническое развитие Западной Калифорнии в позднем мезозое. — Геотектоника, 1979, № 3/4.
2. *Бенс Э.* Желоб Пуэрто-Рико. — В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970.
3. *Ботт М.* Внутреннее строение Земли. М.: Мир, 1974.
4. *Исикава.* Термодинамические условия метаморфизма в различных структурно-фациальных зонах Тихоокеанского пояса. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л.: Наука, 1976.
5. *Лебедев М.М.* Верхнемеловые кристаллические сланцы Камчатки. — Сов. геология, 1967, № 4.
6. *Лебедев М.М., Бондаренко В.Н.* К вопросу о возрасте и генезисе метаморфических пород Центральной Камчатки. — Сов. геология, 1962, № 11.
7. *Маракушев А.А.* Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965.
8. *Маракушев А.А., Мишкин М.А., Тарарин И.А.* Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1971.
9. *Маракушев А.А., Мишкин М.А., Тарарин И.А.* Термодинамические условия метаморфизма в различных структурно-фациальных зонах Тихоокеанского пояса. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л.: Наука, 1976.
10. *Силантьев С.А.* Метаморфические породы подвижных зон Атлантического океана. М.: Наука, 1978.
11. *Чернышьева В.И., Силантьев С.А.* Глаукофановые сланцы желоба Пуэрто-Рико. — ДАН СССР, 1977, 237, № 4.
12. *Щербаков И.Б.* Петрография докембрийских пород Центральной части Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1975.
13. *Gresens R.L.* Staurolite-quartzite bands in kyanite quartzite as Big Rock, Rio Arriba County, New Mexico (a discussion). — *Contribe Mineral. and Petrol.*, 1972, vol. 35, N 3.
14. *Katili J.A.* Geochronology of West Indonesia and its implication on plate tectonics. — *Tectonophysics*, 1973, vol. 19, N 3.
15. *Lebedev M.M., Tararin I.A., Lagovskaya E.A.* Metamorphic zones of Kamchatka as an example of the metamorphic assemblages of the inner part of the pacific belt. — *Tectonophysics*, 1967, vol. 4, N 4/6.
16. *Miyashiro A.* Metamorphism and metamorphic belts. L., 1973.

УДК 550.41:552.11:553.21

В.А. КУТОЛИН

ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИЯ ВЕЩЕСТВА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В ЗОНАХ БЕНЬОФА И ЕЕ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Как известно, зоны Беньофа представляют собой глубинные зоны сколовых деформаций и высокой сейсмической активности, специфическим проявлением которых на поверхности Земли являются узкие глубоководные океанические желоба и вулканические островные дуги. Сторонники новой глобальной тектоники полагают, что вдоль зон Беньофа происходит опускание океанической литосферы под континентальную плиту; противники тектоники плит отрицают это обстоятельство, но те и другие согласны в том, что зоны Беньофа являются областью интенсивных деформаций вещества коры и мантии, обусловленных перемещением относительно друг друга крупных сегментов Земли. Цель настоящей статьи состоит в том, чтобы описать следы этих деформаций в подкоровом субстрате Курило-Камчатской островной дуги на примере глубинных ультраосновных ксенолитов из Авачинского вулкана, а также обсудить

некоторые общие следствия интенсивной деформации материала мантии в пределах зон Беньофа.

Проблеме происхождения ультраосновных нодулей в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги посвящено большое число работ; к наиболее поздним и обстоятельным относятся монография Ф.Ш. Кутыева и В.Н. Шарапова [13], статьи С.А. Щеки [20], А.В. Колоскова и М.Ю. Хотина [10]. При этом авторы монографии рассматривают ультраосновные включения как ксенолиты вещества верхней мантии, тогда как С.А. Щека, А.В. Колосков и М.Ю. Хотин считают их отторженцами интрузий гипербазитов. Мы присоединяемся к первой точке зрения, поскольку эти включения обнаруживают большое сходство с теми нодулями перидотитов в базальтах, мантийное происхождение которых принимается сейчас большинством исследователей [7, 12]. В то же время ультраосновные включения из лав Авачинского вулкана обладают рядом характерных отличий от мантийных ксенолитов в континентальных базальтоидах. По-видимому, можно считать, что эти отличия отражают особенности верхней мантии Камчатки как островной дуги по сравнению с континентальными областями.

Главное отличие ультраосновных нодулей из лав Авачинского вулкана от включений в базальтоидах континентальных областей заключается в их структурных особенностях. Как известно, в перидотитовых нодулях из континентальных базальтоидов широко распространены равномерно-зернистые структуры с простыми большеугловыми границами зерен, обусловленные собирательной рекристаллизацией [29, 30]. Форма зерен в структурах такого типа представляет собой результат столкновения законов равновесия поверхностного натяжения с требованиями заполнения пространства. Она будет такой, чтобы давать минимальную свободную энергию поверхностей раздела зерен, совместимую с полным прилеганием каждого зерна с соседним [14]. По классификации Ж.К. Мерсье и А. Николя [29], эта структура называется протогранулярной.

Следы деформаций в перидотитовых нодулях с протогранулярной структурой из континентальных базальтоидов обычно широко распространены, однако свидетельствуют об умеренной интенсивности этих деформаций и их пластическом характере. Как известно, к ним относятся механические двойники скольжения в оливине, а также облачное угасание и блокирование зерен [21]. Наибольшая степень деформации наблюдается в перидотитовых нодулях с порфирокластической структурой [29], однако, по нашим данным, породы такого типа встречаются среди включений в континентальных базальтах значительно реже, чем это считают Ж.К. Мерсье и А. Николя [29].

Дуниты и гарцбургиты из андезитов Авачинского вулкана также обладают протогранулярной структурой, однако они несут многочисленные следы сильных и неоднократных деформаций, причем не только пластических, но и хрупких, которые иногда полностью затушевывают первоначальную структуру породы.

Пластические деформации, кроме обычного механического двойникования и блокирования зерен оливина, хорошо проявляются в зернах ортопироксена. На первой стадии этого процесса зерна ортопироксена приобретают облачное угасание, а затем распадаются на метельчатый агрегат изогнутых, тонкопризматических; слабо индивидуализированных зерен ортопироксена, имеющих перебегающее угасание, сложные расплывчатые границы, и ориентированных субпараллельно удлинению первоначального зерна. Конечная стадия процесса знаменуется четкой индивидуа-

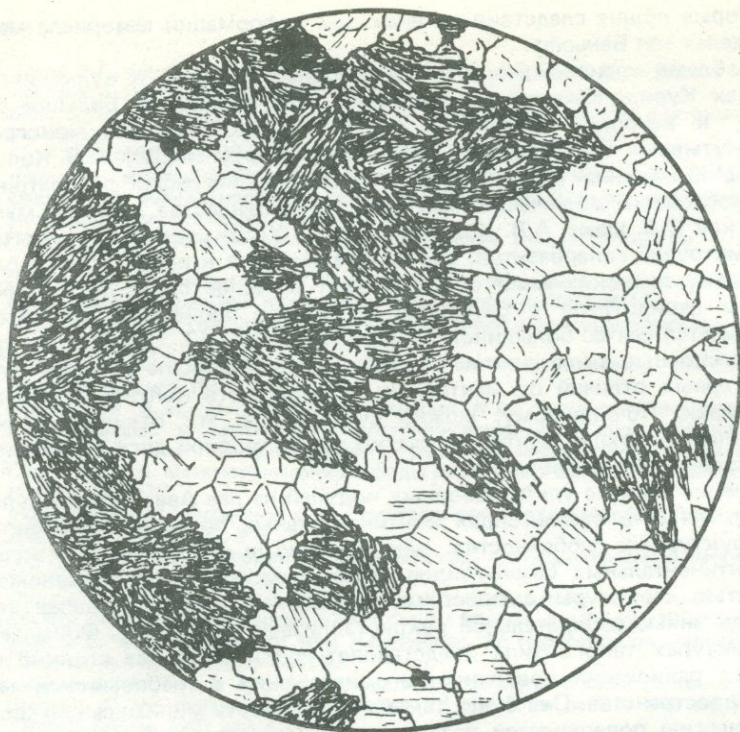


Рис. 1. Замещение крупных деформированных зерен ортопироксена агрегатом призматических недеформированных зерен ортопироксена. Белое — оливин. Рис. Б.Н. Лапина

лизацией этих призматических зерен, увеличением их размеров, исчезновением в них волнистого угасания и появлением резких прямолинейных границ между ними. Происходит первичная рекристаллизация [18] деформированного ортопироксена с замещением его недеформированным агрегатом зерен этого минерала (рис. 1). Аналогичному замещению подвергаются крупные зерна клинопироксена, превращающиеся в агрегат призматических зерен.

Рекристаллизация оливина также представляет собой обычное явление в описываемых нодулях, причем здесь наблюдаются все переходы от первичной до собирательной рекристаллизации [18]. На первой стадии процесса оливин замещается мелкозернистым роговиковым агрегатом зерен этого минерала, имеющим извилистые границы и неодинаковые размеры. Затем происходит укрупнение этих зерен и упрощение их границ с возникновением мозаичной равнозернистой структуры по классификации Ж.К. Мерсье и А. Николая [29].

Хрупкие деформации проявляются в дроблении зерен описываемых пород. При этом пироксены подвергаются дроблению быстрее и легче, чем оливин, что совершенно естественно, поскольку модуль Юнга для клинопироксена в 1,5 раза меньше, чем для оливина [21]. На рис. 2 изображена деталь строения деформированного верлита. Здесь хорошо видно, что зерно клинопироксена уже подверглось дроблению, заместив-

шись тонкозернистым агрегатом зернышек этого минерала, в то время как зерна оливина сохранились целыми, хотя в них уже появились тонкие зонки дробления, залеченные мелкими новообразованными зернышками оливина. Однако по мере нарастания интенсивности процесса дроблению подвергается и оливин. На рис. 3 изображена зона дробления в дуните, которая состоит из мелких зернышек оливина разного размера; среди них еще сохранились крупные обломки первичных зерен оливина, имеющие удлинённую форму и ориентированные параллельно контактам зоны дробления.

Очень важно подчеркнуть, что нередко в пределах одного шлифа наблюдаются следы нескольких разновременных стадий деформаций, маркирующиеся участками с разной структурой и размером зерен, находящимися на разных стадиях рекристаллизации. Нередко здесь же присутствуют участки с исходной протогранулярной структурой. Такая пестрота структур в пределах одного образца доказывает тот факт, что процессы деформации вещества верхней мантии под Авачинским вулканом происходили неоднократно и в весьма быстром темпе, что не давало возможности процессам перекристаллизации создавать простые однообразные структуры, обладающие минимальной свободной энергией поверхностей раздела зерен и потому равновесные в термодинамическом смысле.

В этом отношении описанные породы представляют резкий контраст с ультраосновными нодулями из континентальных базальтоидов. Такая разница станет понятной, если учесть наличие в верхней мантии островных дуг зоны Беньофа, по которой происходят интенсивные подвижки континентального и океанического блоков и которая служит фокальной плоскостью для эпицентров землетрясений.

В последние годы было установлено [17], что зоны Беньофа весьма важны для локализации ряда магматогенных рудных месторождений. При этом обычно считается, что роль этих зон заключается в обеспечении возможности подъема глубинных эманаций, несущих рудные компоненты. Совершенно очевидно, что это обстоятельство имеет очень важное значение, однако нам представляется необходимым подчеркнуть еще один аспект этой проблемы, на который ранее не обращалось внимания. Он состоит в том, что интенсивные деформации и многократная перекристаллизация, которым подвергаются породы мантии в зонах Беньофа, должны способствовать отделению магматических расплавов и примесных рудных компонентов от силикатного вещества. Такой вывод вытекает из анализа тех результатов, которые были получены в последние годы специалистами в области физики твердого тела в изучении движения примесных включений.

Существуют три механизма диффузионного движения включений в твердых телах [6]. Первый из них обусловлен диффузионными потоками вакансий, появляющимися в кристаллических телах под действием внешних сил и создаваемыми ими противоположно направленными, но равными по величине потоками атомов. Так как на переднюю и заднюю части включения попадают неодинаковые потоки вакансий, атомы будут постепенно переходить из кристаллической решетки перед включением на кристаллическую решетку позади включения, вследствие чего само включение будет перемещаться относительно вмещающей среды.

Второй механизм диффузионного движения включений обусловлен граничной диффузией в тонком слое между включением и вмещающей средой. Направленные граничные диффузионные потоки, возникающие

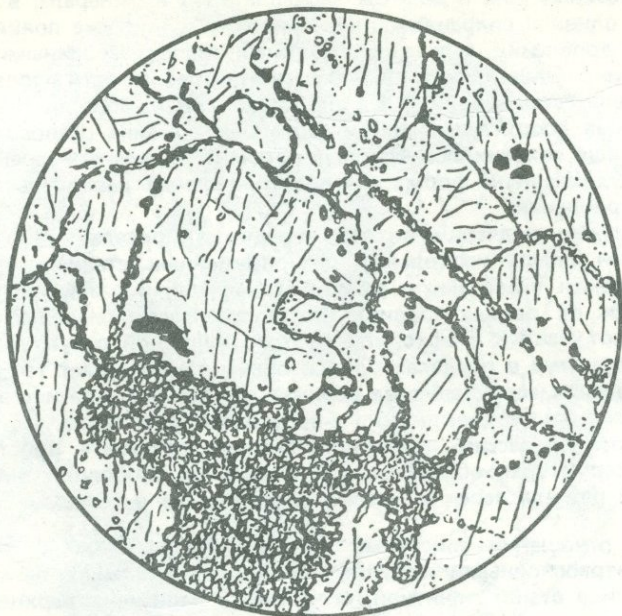


Рис. 2. Дробление зерна клинопироксена в деформированном верлите. Оливин (белое) сохраняется целым. Рис. Б.Н. Лапина

под влиянием внешних сил, приводят к переносу атомов вмещающей среды с передней к задней половине включения, в результате чего оно будет перемещаться. Этот механизм проявляется преимущественно в том случае, когда велико отношение коэффициентов граничной и объемной диффузии (это происходит при не очень высоких температурах) и для включений малых размеров, у которых не очень мало отношение площади их поверхности к объему.

Третий механизм движения включений в твердых телах обусловлен переносом атомов вмещающей среды от одной части границы включения к другой через само включение. Для твердых и жидких включений такой механизм возможен в том случае, если растворимость атомов вмещающей среды во включении и значение коэффициента диффузии этих атомов в объеме включения достаточно велики. Вследствие того что атомы вмещающей среды будут растворяться на передней стороне включения, диффундировать через него и снова осажаться у задней стороны включения, само включение будет перемещаться относительно вмещающей среды.

В общем случае все три механизма могут действовать одновременно, давая существенный вклад в скорость движения включений. Внешние силы, вызывающие перемещение включений, возникают за счет градиентов температуры, давления, концентрации вакансий, магнитного или электрического поля.

Скорости диффузионного движения включений в поле внешних сил в большинстве случаев зависят от их радиуса. Так как среди группы движущихся включений всегда имеется разброс по размерам, то скорости их движения будут различны. Те включения, которые движутся быстрее,

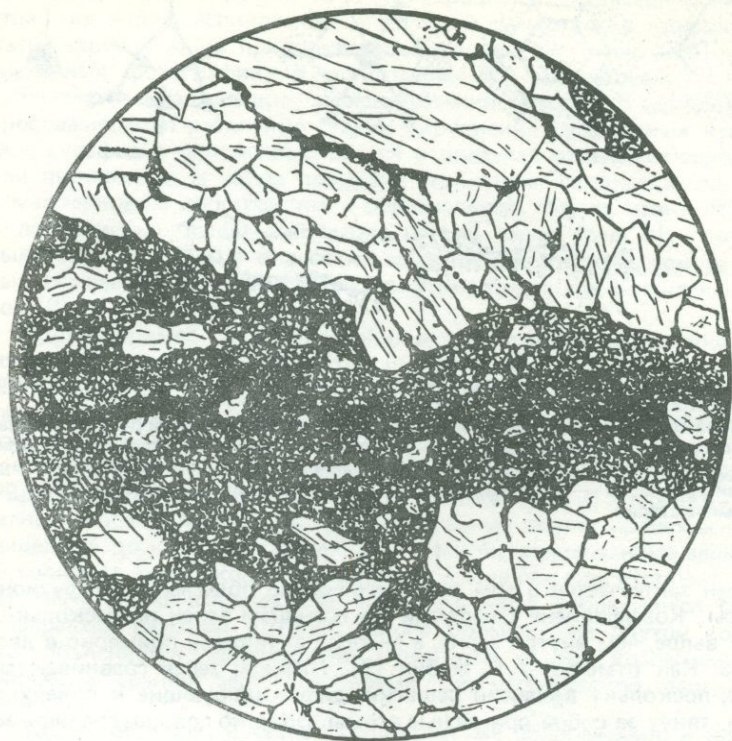


Рис. 3. Дробление и многократная рекристаллизация в дуните. Рис. Б.Н. Лапина

будут налетать на более медленные частицы и объединяться с ними, в результате чего средний размер включений возрастает. Таким образом будет осуществляться своеобразный механизм коалесценции, скорость которой сильно зависит от внешних движущих сил. В отличие от обычного способа коалесценции путем диффузии атомов через вмещающую среду от малых включений к большим этот механизм коалесценции определяется не только коэффициентом диффузии во вмещающей среде, но и коэффициентами диффузии на поверхности и в объеме включения. Поэтому в некоторых интервалах температур, радиусов включений и градиентов внешних сил он может играть основную роль.

Другим эффективным способом увеличения размеров включений является перекристаллизация вмещающей среды. В результате направленного движения в поле внешних сил многие включения с течением времени будут выходить из границы зерен. Между границами зерен и попавшими на них включениями возникает значительное сцепление, связанное с силами межзеренного поверхностного натяжения, поэтому на границах зерен должно происходить постепенное накопление включений. При перемещении границ зерен в процессе перекристаллизации связанные с ними включения будут увлекаться вместе с движущейся границей, налетать на другие включения и сливаться с ними. Размер включений при этом будет увеличиваться (рис. 4). Другая причина накопления примесей на грани-

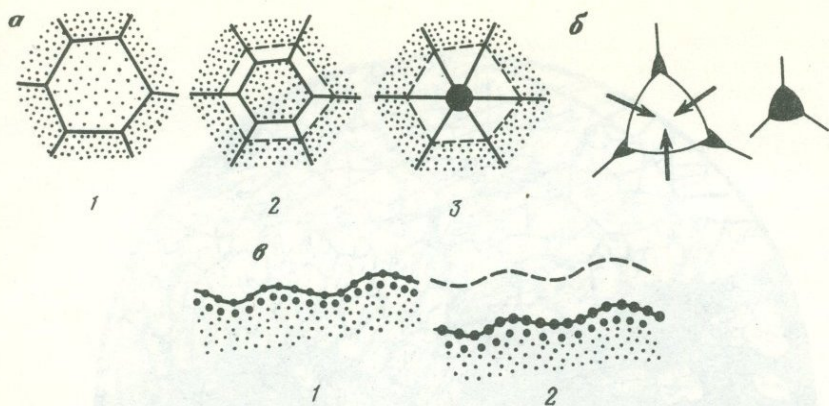


Рис. 4. Схема процесса укрупнения включений при перекристаллизации вмещающей среды (по Я.Е. Гегузину и М.А. Кривоглазу)

а — образование скоплений примесей в процессе собирательной рекристаллизации. 1,2,3 — последовательные стадии; *б* — укрупнение включений вследствие исчезновения одного из зерен в процессе рекристаллизации. Стрелками указано направление миграции границ; *в* — укрупнение включений на движущейся границе. 1,2 — последовательные стадии

цах зерен заключается в том, что здесь сильно облегчены диффузионные процессы. Коэффициент диффузии по границам зерен на несколько порядков выше, чем внутри зерна, а энергия активации примерно в два раза ниже. Как отмечает А.Г. Жабин [9], границы зерен сравниваются со стоком, поскольку вакансии решетки, диффундирующие к поверхности раздела, тянут за собой примесные атомы. Образно говоря, границы зерен представляют собой дренажные системы кристаллических агрегатов, которые действуют с большой эффективностью. Так, например, при диаметре зерен металла 1 мм и толщине границ около 100 Å, достаточно иметь в агрегате тысячные доли процента примеси, чтобы ее концентрация в области границы достигла 20% [2].

Как следует из общих геологических соображений, процессы диффузионного движения включений должны широко проявляться в верхней мантии Земли. По-видимому можно утверждать, что существующие там условия не менее благоприятны для течения этих процессов, чем те технологические возможности, которыми располагает современная промышленность. Действительно, наличие высокой температуры и давления, существование градиентов этих параметров, а также гравитационного, магнитного и электрического полей и самое главное — колоссальная длительность геологических процессов, огромные резервы времени, отсутствующие у технологических процессов, неизбежно будут приводить к широкому проявлению процессов движения включений в веществе верхней мантии. К сожалению, конкретные факты, свидетельствующие о таком движении, пока немногочисленны, поскольку специальные исследования в этой области еще не проводились.

Следы движения и коалесценции включений сульфидов в ультраосновных нодулях из базальтов и кимберлитов, являющихся ксенолитами вещества верхней мантии, обнаружены В.А. Вахрушевым [3]. По его данным, сульфиды встречаются в этих породах в виде мелких округлых включений, расположенных в виде полос или цепочек внутри кристаллов

оливина и пироксенов или концентрирующихся в межзерновом пространстве. Линейное расположение включений сульфидов в кристаллах силикатов зависит от их приуроченности к зонам дислокаций [4]. На многочисленных фотографиях в монографии В.А. Вахрушева [3] отчетливо наблюдается коалесценция этих включений (рис. 5). В сериях аншлифов прослеживаются различные стадии укрупнения сульфидных капель. Вначале сульфиды перераспределяются в пределах отдельных зерен оливина или пироксенов, а затем покидают кристаллы силикатов, располагаясь в межзерновом пространстве с образованием тонких извилистых жилок и линзовидных выделений вдоль границ зерен (рис. 6), причем здесь выделения сульфидов в десятки и сотни раз крупнее, чем те сульфидные включения, которые остались внутри кристаллов силикатных минералов [3].

Другой пример следов движения и коалесценции включений в ультразвуковых нодулях из базальтов и кимберлитов описан Г.У. Грином и С.В. Радклифом [27]. Эти включения представлены мельчайшими пузырьками флюида, очень богатого углекислотой. Как показало комбинированное оптическое и электронно-микроскопическое изучение, пузырьки расположены в пределах кристаллов линейно, декорируя зоны дислокаций и другие дефекты кристаллической решетки (рис. 7). Нередки гантелеобразные формы пузырьков, явно обязанные своим происхождением не дошедшей до конца коалесценции. Перекристаллизованные зерна обычно не содержат пузырьков, а в том случае, когда они присутствуют, их размеры значительно крупнее. По границам зерен наблюдаются скопления пузырьков, размеры которых много больше, чем внутри кристаллов, что объясняется накоплением пузырьков и их коалесценцией при движении границ зерен во время синтетектонической перекристаллизации.

Таким образом, и общие геологические соображения, и конкретные факты свидетельствуют о реальности процесса диффузионного движения включений для вещества верхней мантии Земли. Особенно эффективно этот процесс должен протекать в пределах зон Беньофа, так как здесь осуществляется интенсивная многократная перекристаллизация пород верхней мантии, а также имеется высокий градиент магнитного, гравитационного и теплового полей Земли [15]. Попытаемся выяснить значение этого процесса для трех важных геологических явлений — сегрегации магматических расплавов, рафинирования силикатного вещества мантии от примесных рудных компонентов и движения интрателлурических потоков флюидов.

В настоящее время считается, что магматические расплавы, возникающие при частичном плавлении вещества верхней мантии, первоначально появляются в виде отдельных капель, заключенных в твердом исходном субстрате. Наиболее вероятной областью маглообразования является зона пониженных скоростей, причем содержание магматического расплава не превышает здесь 5–10% [11]. До недавнего времени было непонятно, с помощью какого механизма происходит отделение-расплава от исходного субстрата, а рассмотрение простейших моделей этого явления обнаруживало значительные трудности в осуществлении такого отделения.

Как отмечал Ю.М.Шейнманн [19], смесь даже из 50% расплава и 50% твердой фазы в виде изометричных зерен равного размера будет представлять собой твердый каркас с порами, заполненными жидкостью, отделение которой будет возможно лишь при раздавливании такого каркаса. Положе-

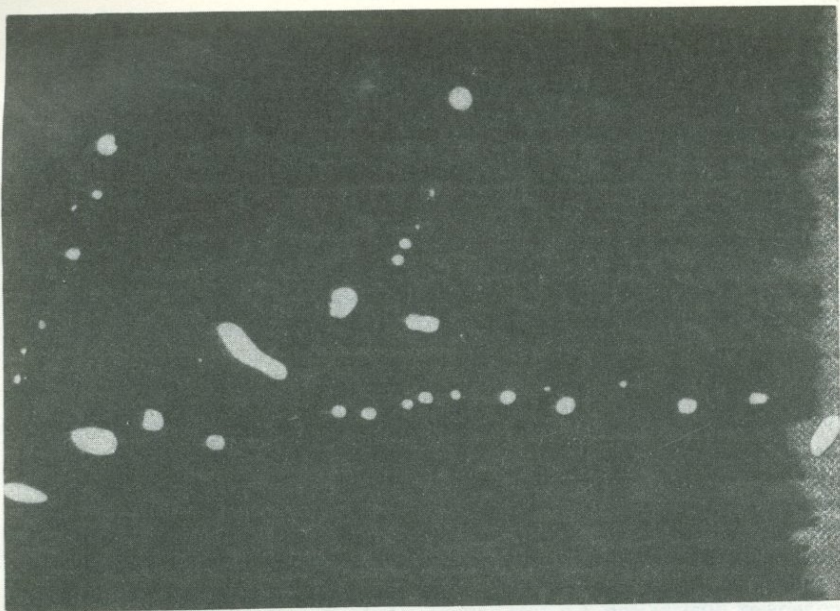


Рис. 5. Коалесценция включений сульфидов в шпинелевом лерцолите из нодуля в базальтах (по В.А. Вахрушеву). Увел. 800

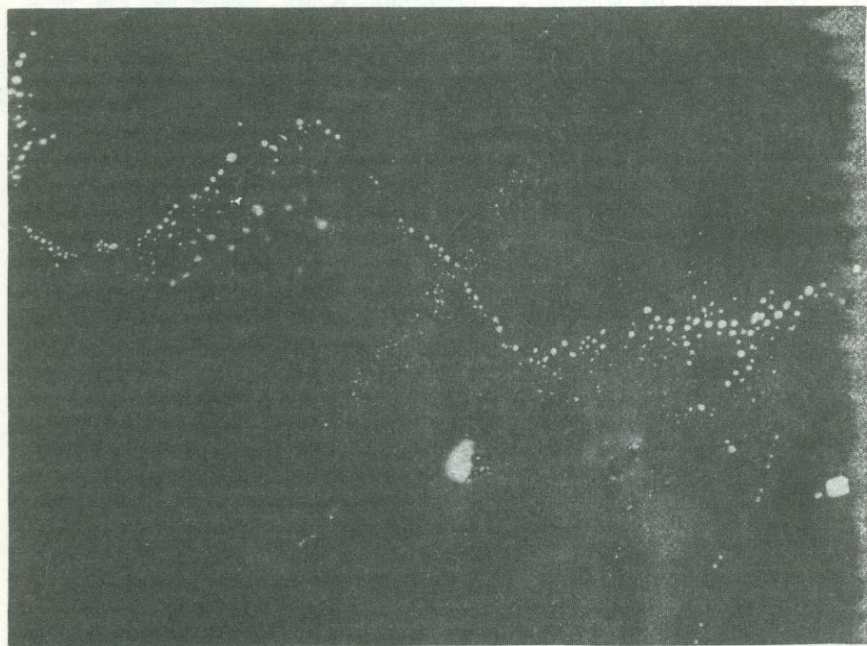


Рис. 6. Скопление включений сульфидов вдоль границ зерен в лерцолите (по В.А. Вахрушеву). Увел. 800

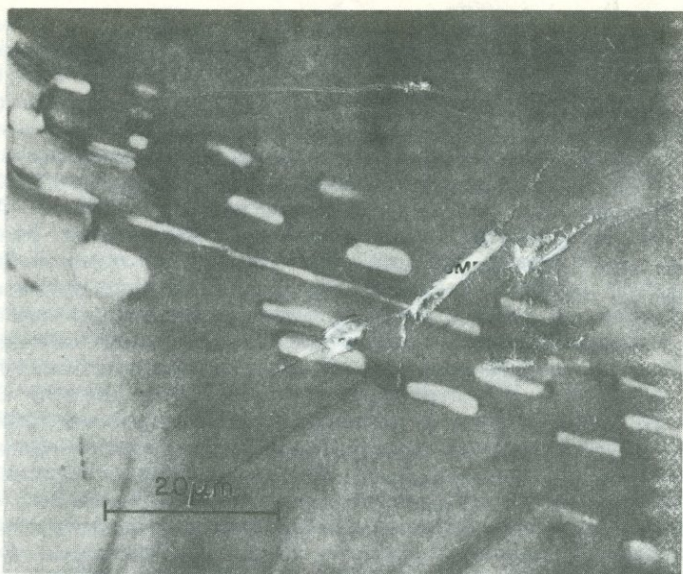


Рис. 7. Расположение флюидных включений вдоль зоны дислокации в кристалле оливина из ультраосновного нодуля (по Г.У. Грину и С.В. Радклифу)

ние облеγχится, если зерна твердой фазы будут иметь разные размеры, так как в этом случае более мелкие зерна будут расположены в пустотах между более крупными, вытесняя оттуда расплав, однако даже при самом благоприятном распределении размеров зерен таким способом не удастся отделить расплав, если его будет меньше 10%.

Мы полагаем, что именно механизм диффузионного движения включений может быть эффективным способом для отделения малых количеств расплава от твердого субстрата. В процессе такого движения мелкие капли расплава, заключенные в промежутках между зернами вещества мантии или окклюдированные в слагающих его минералах, будут увеличивать свои размеры за счет коалесценции и двигаться в определенном направлении в зависимости от конкретных особенностей распределения градиентов температуры, давления и других параметров. При этом будет происходить концентрация магматического расплава в некотором объеме мантии за счет его направленного притока из других участков. После того как в этом объеме будет достигнуто насыщение жидкой фазой, дальнейшая сегрегация расплава сильно облеγχится его конвекцией, так как известно, что в пористой среде, насыщенной жидкостью и находящейся в условиях градиента температур и давлений, неизбежно возникают конвективные движения жидкой фазы [25]. Таким образом, механизм диффузионного движения включений очень важен для ранних стадий сегрегации магматического расплава.

Как установил Дж. Виртман [33], степень коалесценции рассеянных капель магматического расплава возрастает с увеличением скорости деформации вмещающих пород. Выше было показано, что для вещества верхней мантии в пределах зон Беньюфа характерны высокие скорости деформаций. Возможно, что это обстоятельство служит одним из факто-

ров, обеспечивающих интенсивный вулканизм в пределах островных дуг за счет более полного отделения магматических расплавов от кристаллического материала мантии.

Очень важен механизм диффузионного движения включений для рафинирования силикатного вещества мантии от примесных рудных компонентов. Как известно, оливин из ультраосновных нодулей в базальтах и кимберлитах содержит до 0,3—0,5% NiO, ортопироксены до 0,5% Cr₂O₃, а клинопироксены — до 1% Cr₂O₃. Кроме того, как установили В.Л. Барсуков и Л.В. Дмитриев [11], породы верхней мантии обладают повышенным содержанием олова, меди, цинка, ртути, вольфрама, молибдена и свинца, причем особенно выделяются в этом отношении пироксениты. Таким образом, в кристаллической решетке минералов, слагающих верхнюю мантию, рассеяно огромное количество рудных компонентов. К эффективному способу сегрегации этих компонентов относится диффузия в кристаллах [5], в процессе которой те или иные примесные атомы будут накапливаться в дислокациях. Реальность этого процесса для одного из породообразующих минералов верхней мантии — оливина — была доказана экспериментально [24, 26]. Так, в опытах Я. Чэпмана [24] сквозь решетку оливина диффундировал металлический марганец и осаждался вдоль дислокаций. Поэтому весьма вероятно, что те рудные элементы, которые находились в веществе мантии в рассеянном состоянии в решетках силикатных минералов, могут образовывать собственные минералы в процессе скопления примесных атомов в дислокациях. Особенно высокую концентрацию примесей следует ожидать на границах зерен, поскольку здесь, как об этом упоминалось выше, сильно облегчены диффузионные процессы.

При перекристаллизации мантийного субстрата размеры этих примесных включений будут увеличиваться, а сами включения будут локализоваться в интерстициях между зернами мантийных пород (см. рис. 4). Хороший пример образования зерен акцессорного хромита в дунитах за счет диффузионного перераспределения тонкой сыпи этого минерала в оливине описал П.Я. Ярош [22].

Необходимо подчеркнуть, что перекристаллизация тех минералов, которые представляют собой твердые растворы, обычно сопровождается изменением их состава и образованием за счет этого новых минеральных фаз [31]. Так, А.И. Гончаренко [8] описал перекристаллизацию оливина в гипербазитах Кузнецкого Алатау, которая сопровождалась уменьшением железистости этого минерала и образованием за счет его фаялитовой молекулы сыпи магнетита. Аналогичные результаты получены М.А. Хофманом и Д. Уокером [28], которые установили, что с увеличением степени рекристаллизации гипербазитов одного из массивов в поясе Вермонт (США) состав оливина изменяется от Fe_{90} до Fe_{97} , а содержание магнетита возрастает с 1 до 3—5%. Одновременно с этим происходит обогащение новообразованной шпинели железом за счет хрома и глинозема вплоть до образования магнетита, в котором накапливается до 1,14% NiO, хотя содержание никеля в исходной шпинели составляло всего 0,10%. В противоположность никелю цинк не фиксируется в магнетите. Так, в ядрах зерен шпинели содержание цинка достигает 1,39%, а в перекристаллизованной магнетитовой кайме снижается до 0,29%.

Г.Н. Савельева и С.С. Степанов [16] описали изменение состава энстатита при высокотемпературных деформациях гарцбургитов Вайкаро-Сыньинского массива на Полярном Урале. Эти авторы установили, что мелкие зерна энстатита, возникшие при перекристаллизации, содержат

значительно меньше алюминия, хрома и кальция, чем первичные зерна этого минерала, причем за счет высвобождения перечисленных элементов образуются хромшпинелид и диопсид.

Приведенные примеры показывают, что перекристаллизация ультраосновных пород верхней мантии должна сопровождаться перераспределением рудных компонентов, которые от рассеянной изоморфной примеси переходят в более концентрированное состояние, образуют собственные минералы и скапливаются в интерстициях между зернами пород мантии. К этому же результату должно приводить и диффузионное движение примесных включений за счет градиентов температуры, давления, магнитного, теплового и гравитационного полей. Выше было показано, что и интенсивная перекристаллизация, и высокие градиенты перечисленных параметров характерны для зон Беньофа. Поэтому описанное перераспределение рудных компонентов в веществе мантии должно осуществляться особенно эффективно в пределах этих структур.

Чрезвычайно важное значение имеет то обстоятельство, что в результате перераспределения примесных рудных компонентов происходит концентрация рудных минералов в интерстициях между зернами породобразующих минералов мантии. При этом сильно облегчается экстракция рудных элементов магматическим расплавом, возникшим при частичном плавлении материала мантии. Как показали Дж. Р. Бюло и Г.С. Вафф [23, 32], при частичном плавлении материала мантии расплав концентрируется исключительно в интерстициях между зернами матрицы.

Таким образом, если частичному плавлению подвергнется такой объем вещества мантии, где уже прошли процессы диффузионного перераспределения примесных рудных элементов, то в интерстициях между зернами силикатных минералов окажутся и примесные рудные компоненты, и магматический расплав, что чрезвычайно облегчит экстракцию рудных компонентов магматическим расплавом. Совершенно очевидно, что при частичном плавлении такого объема мантии, где примесные рудные компоненты еще рассеяны в кристаллической решетке силикатных минералов, подобного обогащения магматического расплава рудными элементами не произойдет.

Изложенные рассуждения позволяют по-новому поставить проблему рудоносности магматических расплавов. По-видимому, следует считать, что потенциальная рудоносность магматических расплавов в большей мере определяется предыдущей историей того объема мантии, где происходит частичное плавление, чем свойствами самого расплава. Так, например, частичные выплавки, возникшие в пределах той части верхней мантии, которая еще не претерпела диффузионного перераспределения рудных компонентов, окажутся нерудоносными. Безрудными будут также расплавы, возникшие слишком поздно, когда примесные рудные компоненты уже сконцентрировались в интерстициях и были экстрагированы расплавом на одном из предыдущих этапов магнеобразования. Потенциально рудоносным может быть один из промежуточных этапов частичного плавления, проявившийся во время максимальной концентрации примесных рудных компонентов в интерстициях между зернами силикатных минералов мантии. Выше было показано, что такая концентрация должна достигаться в верхней мантии зон Беньофа в связи с особенностями их строения. Возможно, что именно поэтому зоны Беньофа весьма важны для локализации ряда магматогенных рудных месторождений [17].

Миграция интрателлурических флюидов через вещество верхней мантии в пределах зон Беньофа также, по-видимому, осуществляется путем диффузионного движения включений этих флюидов, подобно тому как это было установлено Г.У. Грином и С.В. Радклифом [27] для пузырьков углекислоты в ультраосновных нодулях (см. рис. 7). Как известно, характерной особенностью вулканизма островных дуг является широкое участие летучих компонентов, которые обуславливают специфические формы извержений. Как и для магматических расплавов, можно предположить, что высокая эффективность миграции флюидов обусловлена наличием высоких градиентов внешних движущих сил в пределах зон Беньофа, а также интенсивной перекристаллизацией мантийного субстрата. Как известно, путями миграции флюидов через кристаллические породы являются в основном границы между зернами, поэтому интрателлурические флюиды будут воздействовать на примесные рудные компоненты, сконцентрировавшиеся по границам зерен и в интерстициях между зернами пород мантии в результате диффузионного перераспределения и перекристаллизации, растворять их и выносить на поверхность. Можно предположить, что этот механизм обуславливает широкое распространение постмагматических рудных месторождений в пределах зон Беньофа.

Таким образом, диффузионное движение включений в пределах верхней мантии — важный фактор для первоначального отделения рассеянных капель магматического расплава и примесных рудных компонентов от силикатного вещества мантии. Мы предлагаем назвать этот процесс диффузионной сегрегацией.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барсуков В.Л., Дмитриев Л.В. О роли мантийных источников рудного вещества в формировании и размещении некоторых месторождений полезных ископаемых. — Геология рудных месторождений, 1975, № 4.
2. Бокштейн С.З. Строение и свойства металлических сплавов. М.: Металлургия, 1971.
3. Вахрушев В.А. Рудные минералы изверженных пород и их значение при петрологических исследованиях. Новосибирск: Наука, 1973.
4. Вахрушев В.А., Кутюлин В.А. Сульфиды в верхней мантии. — ДАН СССР, 1976, 228, № 2.
5. Гегузин Я.Е. Очерки о диффузии в кристаллах. М.: Наука, 1970.
6. Гегузин Я.Е., Кривоглаз М.А. Движение макроскопических включений в твердых телах. М.: Металлургия, 1971.
7. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия/Под ред. В.С. Соболева, Н.Л. Добрецова, Н.В. Соболева. Новосибирск: Наука, 1975.
8. Гончаренко А.И. Пластические деформации гипербазитов и их петрогенетическое значение. — Сов. геология, 1976, № 12.
9. Жабин А.Г. Онтогенез минералов. М.: Наука, 1979.
10. Колосков А.В., Хотин М.Ю. Включения ультраосновного состава в лавах современных вулканов Камчатки. — В кн.: Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978.
11. Крылов С.Б. О причинах аномальных свойств верхней мантии в рифтовых зонах. — Геология и геофизика, 1976, № 4.
12. Кутюлин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972.
13. Кутыев Ф.Ш., Шарапов В.Н. Петрогенезис под вулканами. М.: Недра, 1979.
14. Мак Лин Д. Границы зерен в металлах. М.: Металлургиздат, 1960.
15. Островные дуги. М.: Изд-во иностр. лит., 1952.
16. Савельева Г.Н., Степанов С.С. Эволюция экзотитов при высокотемпературных деформациях гарцбургитов Войкаро-Сынынского массива (Полярный Урал). — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1979, № 2.

17. Смирнов В.И. Зоны Беньофа и магматогенное рудообразование. — Геология руд. месторождений, 1974, № 1.
18. Чесноков Б.В. Относительный возраст минеральных индивидов и агрегатов. М.: Недра, 1974.
19. Шейнманн Ю.М. Заметки в развитии магмы. — Сов. геология, 1969, № 1.
20. Щека С.А. Некоторые аспекты проблемы генезиса включений в вулканиках островных дуг. — В кн.: Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978.
21. Юшкин Н.П. Механические свойства минералов. М.: Наука, 1971.
22. Ярош П.Я. О первоисточнике хрома в дунитах и природе акцессорного хромита. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва 1980, ч. 109, вып. 1.
23. Bulau J.R., Waff H.S., Tyburczy J.A. Mechanical and thermodynamic constraints of fluid distribution in partial melts. — J. Geophys. Res., 1979, col. 84, N B11.
24. Chapman Y. Dislocations in the deformation of olivine. — Amer. J. Sci., 1969, vol. 267, N 7.
25. Elder J.W. Penetrative convection: Its role in volcanism. — Bull. volcanol., 1966, t. XXIX, N 5.
26. Goetze C., Kohlstedt D.L. Laboratory study of dislocation climb and diffusion in olivine. — J. Geophys. Res., 1973, vol. 78, p. 5961—5971.
27. Green H.W., Radcliffe S.V. Fluid precipitates in rocks from the Earth's mantle. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, vol. 86, N 6.
28. Hoffman M.A., Walker D. Textural and chemical variations of olivine and chroma spinel in the East Dover ultramafic bodies, south-central Vermont. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1978, vol. 89, N 5, p. 699—710.
29. Mercier J.C.C., Nicolas A. Textures and fabrics of uppermantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. — J. Petrol., 1975, vol. 16, N 2.
30. Ragan D.M. Olivine recrystallization textures. — Mineral. Mag., 1969, vol. 37, N 289.
31. Tullis J.A. High temperature deformation of rocks and minerals. — Rev. Geophys. Space Phys., 1979, vol. 17, N 6, p. 1137—1157.
32. Waff H.S., Bulau J.R. Equilibrium fluid distribution in an ultramafic partial melt under hydrostatic stress conditions. — J. Geophys. Res., 1979, vol. 84, N B11.
33. Weertman J. Coalescence of magma pockets into large pools in the Upper Mantle. Geol. Soc. — Amer. Bull., 1972, vol. 83, N 11.

УДК 552.321.5

А.В. КОЛОСКОВ, С.А. ХУБУНАЯ

ОБ АНОРТОЗИТОВОЙ ТЕНДЕНЦИИ В ХОДЕ ЭВОЛЮЦИИ ВУЛКАНИЗМА ОСТРОВНЫХ ДУГ

До недавнего времени анортозитовые ассоциации были известны только в пределах континентальных областей. Успехи в изучении океанического дна, а также переходных к континенту областей показали, что анортозиты и близкие к ним породы встречаются и в этих структурных областях [4, 13, 27, 28, 32, 43]. Однако здесь они рассматриваются в качестве случайных дифференциатов или экзотических образований. Исследования в пределах Курило-Камчатского региона и знакомство с многочисленной литературой позволили авторам настоящей статьи сделать попытку рассмотрения некоторых закономерностей проявления неконтинентальных анортозитов в пределах западной части Тихоокеанского подвижного пояса. В целом проблема неконтинентальных анортозитов, по мнению авторов, неотделима от проблемы высокоглиноземистого базальта. Впервые термин "высокоглиноземистые базальты" для некоторых лав Японии ввел в 1960 г. Х. Куно, чтобы отличать их от толеитовых и щелочных оливиновых базальтов. В основу выделения этого типа он положил два признака: количество Al_2O_3 — 16,5% и уме-

ренное содержание щелочей. промежуточное между толеитовыми и щелочными базальтами.

При этом к группе высокоглиноземистых отнесены ранее выделявшие им базальты известково-щелочной серии [52].

Существует, однако, большая неопределенность в том, какой тип базальтов считать высокоглиноземистым. Так, Т.И. Фролова и Г.Б. Рудник [34], анализируя особенности состава базальтов Южно-Сандвичевой островной дуги, пришли к выводу о их высокоглиноземистой специфике, хотя, по Х. Куно [52], они относятся к толеитовой серии. Переход от океанических толеитов к высокоглиноземистым базальтам островных дуг вплоть до появления анортозитовых лав знаменует, по мнению этих авторов, анортозитовую тенденцию дифференциации в вулканических породах ранних стадий развития этих структур. В.А. Ермаков [12] на основании изучения петрологии базальтов Ключевской группы вулканов на Камчатке предположил, что мегаплагифириновые лавы этого региона являются вероятным эффузивным аналогом анортозитовых пород, хотя они характеризуются повышенной щелочностью и по классификации Х. Куно [52] попадают в щелочную серию. По мнению В.А. Ермакова, изменение состава мегаплагифириновых лав в связи с увеличением количества вкрапленников плагиоклаза отражает анортозитовую тенденцию их дифференциации. Детальное изучение химизма четвертичных базальтов Камчатки показало [3], что породы с содержанием глинозема 16,5% выделяются среди всех типов базальтов, отличающихся по содержанию щелочей, — низкокалиевых, известково-щелочных и субщелочных (соответствующих толеитовым, высокоглиноземистым и щелочным базальтам Х. Куно). Следовательно, из двух признаков, предложенных Х. Куно для классификации базальтов островных дуг, остается только один — содержание щелочей. Фактически этот признак и является сейчас основным классификационным [3, 17, 47].

Чтобы в целях классификации магматических пород островных дуг и близких к ним структурных областей использовать оба признака — содержание щелочей и количество глинозема в породе, — авторами настоящей статьи был применен коэффициент аргайтности $a = (Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$, отнесенный к SiO_2 (рис. 1, вкл.). Однако оказалось более удобным употреблять не сам коэффициент аргайтности, а его дисперсию a — отклонение от среднего значения выбранной совокупности точек, рассчитываемую по формуле: $a = a - (SiO_2 - 41,4) \cdot 1,67$. В дальнейшем аналитический материал представлен в виде серии графиков $a - SiO_2$.

На рис. 1 выделено три поля: *A* — породы, пересыщенные щелочами, *B* — умеренно глиноземистые и *B* — пересыщенные глиноземом. В области до 52–53% SiO_2 эти поля выделены по распространению точек, отвечающих субщелочным (с повышенным содержанием K_2O , тефрито-базальты), известково-щелочным (с умеренным содержанием K_2O) и низкокалиевым (низкощелочные, островные толеиты) базальтам Камчатки, по классификации О.Н. Волынца и др. [3]. Для более кислых разностей границы между полями проведены путем экстраполяции исходя из предположения о том, что тип ассоциации пород сохраняется в каждом конкретном вулкане в более широком диапазоне кремнекислотности (за некоторым исключением в дальнейшем это предположение подтвердилось).

Авторами было собрано около 1000 химических анализов пород (в широком диапазоне кремнекислотности) островных дуг: Тонга-Керма-

Таблица 1

Средний химический состав (по потокам) меловых и палеогеновых базальтов Кроноцкого полуострова, вес, %

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	50,46	49,32	49,6	48,6	49,55	49,9	49,27	48,6
TiO ₂	0,65	0,74	0,73	0,63	0,79	0,92	0,71	0,62
Al ₂ O ₃	18,76	19,65	20,1	21,0	16,14	16,36	21,18	21,4
FeO	10,78	10,3	10,0	9,45	14,17	12,55	9,65	10,3
MnO	0,18	0,19	0,18	0,16	0,23	0,21	0,16	0,16
MgO	5,98	4,57	4,05	4,65	4,12	6,06	3,76	3,6
CaO	10,25	11,89	12,2	11,92	11,36	10,89	11,61	12,2
Na ₂ O	2,58	2,42	2,26	2,42	2,02	2,22	2,2	2,13
K ₂ O	0,29	0,28	0,48	0,32	0,55	0,31	0,43	0,4
P ₂ O ₅	0,07	—	0,1	0,1	0,14	0,18	0,1	0,12
Число анализов	2	13	7	4	1	2	3	2

Примечание. 1—2 — меловые, остальные — палеогеновые базальты. Анализы выполнены в химической лаборатории Института вулканологии ДВНЦ АН СССР. Аналитики А.М. Округина, Т.В. Долгова.

дек-Новозеландской, Марианской, Южно-Сандвичевой, Алеутской, Курило-Камчатской, а также регионов — Восточного Папуа (Новая Гвинея), о-ва Хоккайдо и некоторых участков Охотско-Чукотского и Приморского вулканических поясов. Были отбракованы анализы с неудовлетворительными суммами, а также с содержанием 1% H₂O⁺.

В задачу настоящей статьи не входило проведение исследований тектонического плана. Поэтому для изложения материала была выбрана относительно "нейтральная" схема с последовательным переходом от структур субокеанического к структурам субконтинентального типа.

Весь накопленный к настоящему времени материал по особенностям состава продуктов вулканизма островных дуг базируется главным образом на результатах изучения их надводной части. О подстилающих вулканогенных образованиях сведений еще недостаточно, хотя, вероятно, в основании "островодужного разреза" следует искать комплексы пород, структурно наиболее приближенные к океану. В этой связи представляют интерес результаты изучения верхнемеловой-палеогеновой раннегеосинклинальной ассоциации Кроноцкого полуострова Камчатки. Конец мела — начало палеогена был тем периодом, когда режим устойчивых опусканий сменяется в отдельных регионах Камчатской геосинклинальной зоны локальными поднятиями, а вулканизм начинает приобретать черты "островодужного типа" [5, 33]. Базитовая ассоциация Кроноцкого полуострова расположена в самых низах разреза Камчатской эвгеосинклинали и занимает наиболее крайнее положение (для известных сейчас образований) на границе континентальной и океанической земной коры. Ассоциация представлена высокоглиноземистыми базальтами (с единичными потоками андезито-базальтов и андезитов) и их полнокристаллическими аналогами — силлами габбро-анортозитов и анортозитов (табл. 1, 2, 3). Минеральный состав меловых и палеогеновых вулканитов по разрезу представлен соответственно битовнит-клинопироксеновыми¹ и битовнит

Таблица 2

Средние содержания главных и редких элементов в базальтах островных дуг и океанических хребтов

Окислы, вес, %; микроэлементы, г/т	Низкокалийевые базальты островных дуг ¹				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	50,46	49,3	50,49	51,24	51,2
TiO ₂	0,65	0,73	0,79	0,59	0,8
Al ₂ O ₃	18,76	20,42	18,04	20,94	18,1
Fe ₂ O ₃	4,17	3,80	3,29	2,51	2,7
FeO	6,61	6,83	7,43	5,82	7,4
MnO	0,18	0,17	0,19	—	0,2
MgO	5,98	4,12	5,75	5,08	6,2
CaO	10,25	11,9	11,67	11,04	11,0
Na ₂ O	2,58	2,24	1,97	2,43	2,0
K ₂ O	0,29	0,4	0,29	0,28	0,3
P ₂ O ₅	0,07	0,08	0,07	0,06	0,1
Число анализов	2	33	19	8	10
Cr	—	18	42	18	34
V	—	206	329	99	317
Ni	—	25	24	15	14
Co	—	24	37	30	39
Ba	—	82	107	80	62
Sr	—	190	215	100	135
Li	4	4,2 (8)	—	—	6
Rb	4	4,8 (8)	5,4	—	11
Число анализов	15	15	19	9	—

Примечание: 1 и 2 соответственно мелового и палеогенового возраста Кроноцкого полуострова; 3 — о-в Кермадек [44]; 4 — о-в Виндукейшен [34]; 5 — Южно-Сандвичевой островной дуги [38]; 6 — восточной вулканической зоны Камчатки

(анортит)-оливин-клинопироксеновыми парагенезисами вкрапленников. Модальный состав вулканитов палеогенового возраста более лейкократовый, чем меловых образований. По химизму молодые базальты также отличаются от более древних: они обогащены Al₂O₃, CaO и бедны SiO₂, MgO (табл. 1). Предыдущими исследователями [20, 21] меловые вулканиты Кроноцкого полуострова сопоставлялись с океаническими толеитами.

Однако по содержанию главных и редких элементов они близки к базальтам таких островных дуг, как Кермадек и Южно-Сандвичева, и уверенно отличаются от базальтов ложа океана и срединно-океанических хребтов более высокими содержаниями FeO, SiO₂ и Ba (а для палеогеновых и Al₂O₃) и более низкими концентрациями MgO, TiO₂, Cr и Ni (табл. 2). Островодужная специфика кроноцких вулканитов

¹ В основании разреза меловых пород в двух потоках встречены единичные кристаллы ортопироксена.

		Базальты океанических хребтов					
		6	7	8	9	10	11
		50,69	51,09	49,74	49,9	49,96	49,3
		0,85	0,82	1,00	1,16	1,48	1,4
		18,94	19,06	18,75	18,42	15,67	16,00
		3,51	3,53	0,99	1,78	2,48	8,61
		6,49	6,72	6,06	6,31	8,06	
		0,19	0,18	0,14	0,16	0,18	0,2
		5,17	4,64	7,73	7,23	7,97	7,19
		10,18	10,25	13,14	12,08	11,36	11,7
		2,56	2,46	2,23	2,65	2,63	2,73
		0,43	0,47	0,17	0,18	0,23	0,17
		0,19	—	0,06	0,11	—	—
		48	28	22	12	200	—
		23	30	306	—	300	300
		350	360	200	—	314	290
		32	25	105	—	114	100
		34	34	33	—	42	32
		270	104	—	—	23	—
		350	440	—	—	130	—
		6	5,8	—	—	5,6	—
		5	5,7	—	—	1,6	—
		69	23	5	—	—	—

[16]; 7 — Курильской дуги [39]; 8 — высокоглиноземистый базальт [9, 10, 35, 39, 42, 43]; 9 — плагитолит [56]; 10 — базальт срединно-океанических хребтов [10, 11]; 11 — средний океанический толит [30].

иллюстрируется на диаграмме Al₂O₃—FeO¹—MgO (рис. 2). Точки составов лав Кроноцкого полуострова попадают в поле "островодужных" образований, отличаясь значительной лейкократовостью от океанических глиноземистых базальтов. На этой диаграмме изменение составов кроноцких лав во времени направлено в сторону поля пород анортозитовых ассоциаций. По относительной щелочности-глиноземистости (рис. 3) вулканиты рассматриваемого региона практически целиком расположены в области пересыщенных глиноземом пород. Намечается тенденция накопления глинозема по мере роста кремнекислотности. Особенно четко она выражена для палеогеновых базальтов. В виде крайних членов этой серии находятся анализы силлов габбро-анортозитов как наиболее глиноземистых и богатых SiO₂ пород.

В той же области пересыщенных глиноземом пород расположено поле составов анортозитовых массивов континентальных областей и

¹ Здесь и далее FeO = Fe₂O₃ · 0,9 ÷ FeO.

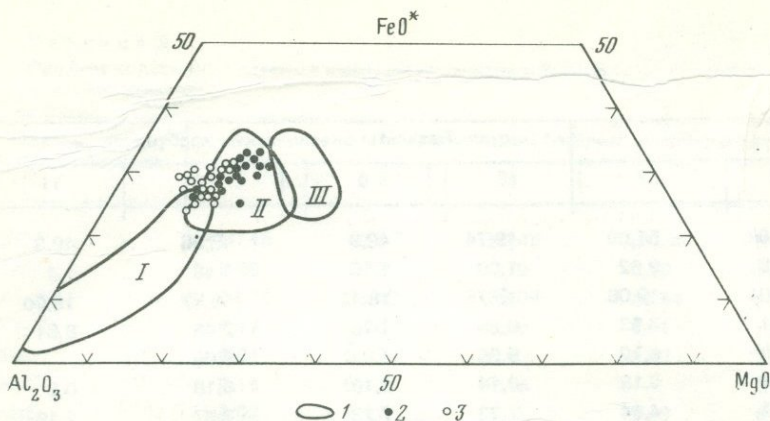


Рис. 2. Диаграмма $Al_2O_3 - FeO^* - MgO$ для лав Кроноцкого полуострова и некоторых других образований

1 — поля фигуративных точек: I — континентальных анортозитов [1, 22]; II — базальтов островных дуг Тонга, Кермадек, Южно-Сандвичева, Марианской, 2 — меловые и 3 — палеогеновые базальты

переход от анортозитовых разностей к габбро-анортозитам и кварцевым анортозитам также характеризуется относительным накоплением глинозема с ростом кремнекислотности пород. Та же тенденция наблюдается и у лунных анортозитов, хотя они обеднены кремнеземом и резко переобогащены глиноземом.

Таким образом, рассматриваемые вулканы Кроноцкого полуострова имеют двойственный характер: по геологическому положению — это типично подводные образования, по особенностям вещественного состава они коррелируются с субэвральными островодужными проявлениями. Такая их двойственная природа, видимо, объясняется особенностями структурного положения как крайнего звена в ряду перехода от океанических к континентальным образованиям. Магматические проявления рассматриваемого региона характеризуются высокой глиноземистостью и имеют анортозитовую направленность эволюции, крайним выражением которой является возникновение силлов габбро-анортозитов и анортозитов.

Рассмотрим теперь собственно островодужные образования. Такие островные дуги, как Тонга, Кермадек, Южно-Сандвичева, Марианская, наиболее вытянутые в сторону океана, характеризуются сравнительно малыми гипсометрическими отметками, относительно простым геологическим строением и типом геофизических полей. Эти особенности позволяют относить их к структурам, сравнительно приближенным к океаническим.

Острова Тонга и Кермадек обычно рассматриваются в качестве единой островодужной системы, продолжение которой находится на Новой Зеландии — район впадины Таупо [40, 41, 44, 55]. Эта зона характеризуется широко проявленным плейстоцен-современным вулканизмом, хотя древнейшие вулканические породы в пределах Тонга-Кермадек имеют эоценовый или предэоценовый возраст. Среди наиболее молодых вулканических пород островов Тонга преобладают "базальтовые андезиты" при подчиненной роли андезитов и дацитов. Высококалийевый плагиоклаз (лабра-

дор-битовнит) — доминирующий минерал вкрапленников вулканитов, сохраняет свой состав часто даже в дацитах. Среди темноцветных минералов и базальтах распространены оливин и клинопироксен, в "основных андезитах" и андезитах к ним добавляются еще микрофенокристаллы пижонита и ортопироксена. Зерна авгита обрастают субкальциевым авгитом, иногда пижонитом. Оливин сохраняется в некоторых дацитах. Титаномагнетит в виде фенокристаллов появляется в андезитах и дацитах. Острова Кермадек представлены в основном авгит-оливин-плаггиоклазовыми базальтами и "базальтовыми андезитами" при подчиненном значении андезитов и дацитов. В андезитах встречается пижонит и ортопироксен. Характерная особенность минералогии вулканитов обеих групп островов — практически полное отсутствие в них роговой обманки и других гидроксилсодержащих минералов и сравнительно позднее появление магнетита и ортопироксена. В отличие от них в пределах Новой Зеландии роговая обманка и титаномагнетит появляются иногда в виде вкрапленников даже в некоторых базальтах. Кроме вулканитов, на о-ве Руаль из группы Кермадек и на о-ве Эуа из группы Тонга известны глыбы и талька лейкократовых габброидов, габбро-анортозитов и анортозитов [40].

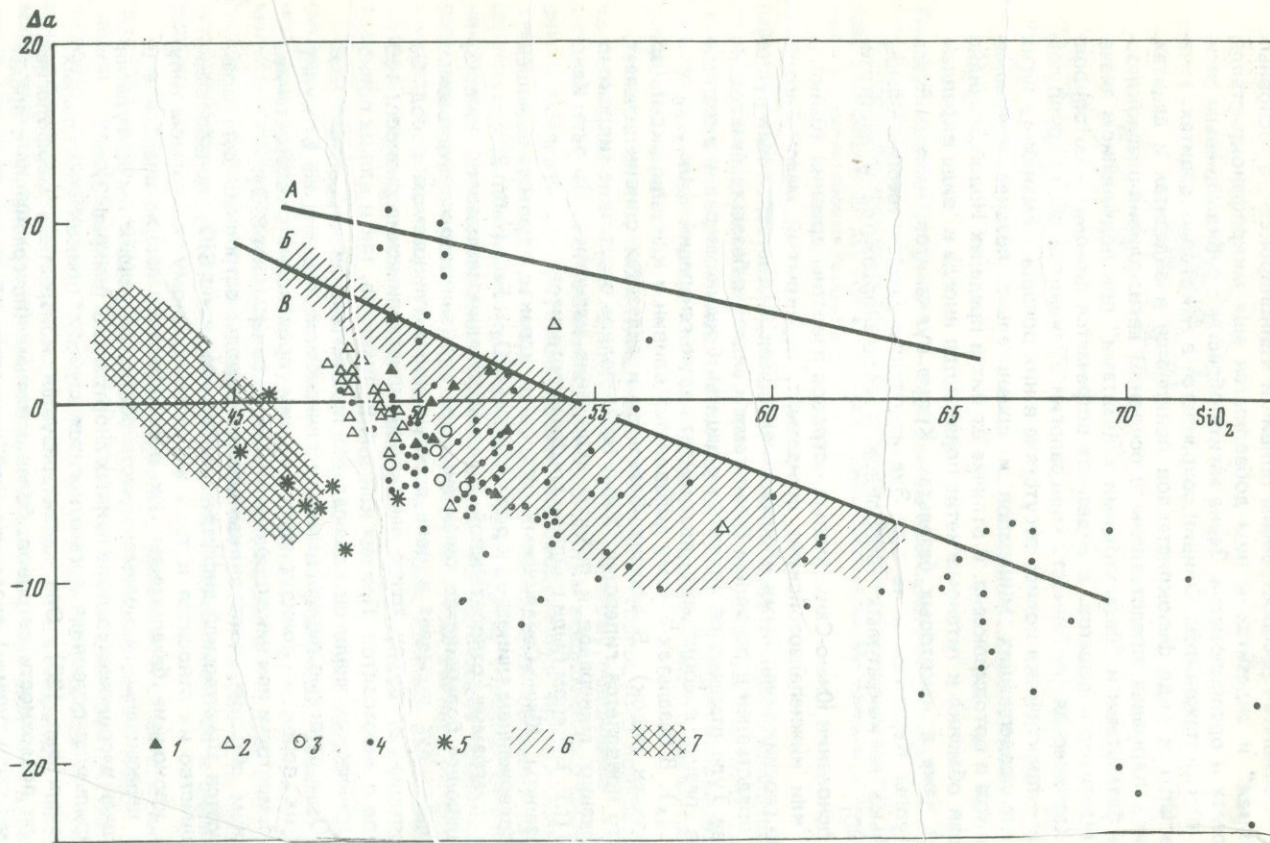
В основании Южно-Сандвичевых островов известны древний (байкальский или нижнепалеозойский) фундамент, перекрытый мезокайнозойскими геосинклинальными образованиями [34, 38]. Четвертичный вулканизм представлен в основном базальтами и андезито-базальтами и только на о-ве Туле отмечают андезиты и дациты. Среди минералов вкрапленников резко преобладают плаггиоклаз двух генераций (An_{75-80} и An_{55-65}). В базальтах к нему добавляется оливин и клинопироксен (ортопироксен редок). В андезито-базальтах и андезитах оливин исчезает, но зато появляется гиперстен. Характерно полное отсутствие гидроксилсодержащих минералов и позднее выделение магнетита. На о-ве Кандлемае П.Е. Бэкером были найдены глыбы анортозитов.

Базальты Южно-Сандвичевых островов характеризуются повышенным содержанием глинозема и пониженным SiO_2 и FeO (табл. 2).

На диаграмме относительной щелочности-глиноземистости (рис. 3) подавляющее большинство точек анализов вулканитов рассматриваемых островных дуг попадает в поле пересыщенных глиноземом пород. Самостоятельную группу точек дают полнокристаллические разности габброидов и анортозитов. Причем как для вулканитов, так и для их полнокристаллических аналогов наблюдается положительная корреляция между SiO_2 и степенью пересыщенности глиноземом, переход же от вулканических пород к полнокристаллическим происходит с возрастанием глиноземистости при некотором уменьшении содержания SiO_2 .

Таким образом, хотя вулканические породы островных дуг характеризуются значительной дифференцированностью по SiO_2 , подавляющее большинство их относится к тому же пересыщенному глиноземом типу, что и кронцеитные базальтоиды. Их полнокристаллические аналоги еще более пересыщены глиноземом, часть соответствующих им фигуративных точек расположена в поле лунных анортозитов (см. рис. 3).

Курильская островная дуга относится к числу "приконтинентальных" островных дуг [28]. Она характеризуется контрастной морфологией рельефа поверхности островов, более сложным (по сравнению с предыдущими структурами) геологическим строением (например, четко выраженной продольной и поперечной зональностью) и типом геофизических полей. Все это дает возможность рассматривать ее в качестве структуры,



уже приближенной к континентальным образованиям. Особенности состава магматических пород рассмотрим на примере Большой Курильской гряды. По вулканизму этой территории имеются многочисленные материалы в работах [5, 7, 17, 23, 24, 25, 36].

Наиболее древние из известных в пределах Большой Курильской гряды вулканогенно-осадочных образований относятся к парамуширскому комплексу нижне-, среднемиоценового возраста [28]. Не останавливаясь подробно на особенностях состава дочетвертичных магматических пород этого региона, отметим, что они образуют широкую гамму перехода от базальтов до риолитов, а в интрузивных фациях — от габбро до гранитов. В целом преобладают породы среднего состава. Необходимо отметить, что среди интрузивных проявлений Большой Курильской гряды на о-ве Парамушир выделяется габбро-анортозитовая серия [27, 28]. Представлена она габбро-анортозитами, анортозитовыми габбро-норитами и анортозит-диабазами, слагающими силлы и небольшие интрузивные массивы верхнемиоценового магматического комплекса. Во вкрапленниках порфириновых разностей резко преобладают лабрадор-анортит наряду с авгитом или диопсидом при подчиненной роли гиперстена. В хорошо раскристаллизованных образованиях отмечается ассоциация лабрадор-битовнита с авгитом и гиперстеном.

Среди четвертичных и современных вулканических пород Большой Курильской гряды наиболее распространены андезиты, реже базальты и андезито-базальты, а также дациты и кислые андезиты. Липариты встречаются только среди пемзовых образований. Базальты характеризуются ассоциацией вкрапленников лабрадор-анортита с авгитом и оливином. В андезито-базальтах андезит-битовнит встречается совместно с авгитом, реже присутствует оливин, появляется ортопироксен. Андезиты имеют двупироксен-плагиоклазовую ассоциацию (плагиоклаз: андезин-лабрадор до лабрадора), иногда встречается оливин. В дацитах отмечаются вкрапленники плагиоклаза и клинопироксена, иногда кварца и оливина.

В породах Главной зоны¹ роговая обманка встречается как исключение в некоторых андезитах и дацитах на вулканах Экарма, Ушишир, Пик Фусса, относящихся к умеренно глиноземистому типу. В Западной зоне — это обычный минерал вкрапленников, и встречается он даже в пересыщенных щелочами базальтах (вулкан Алайд).

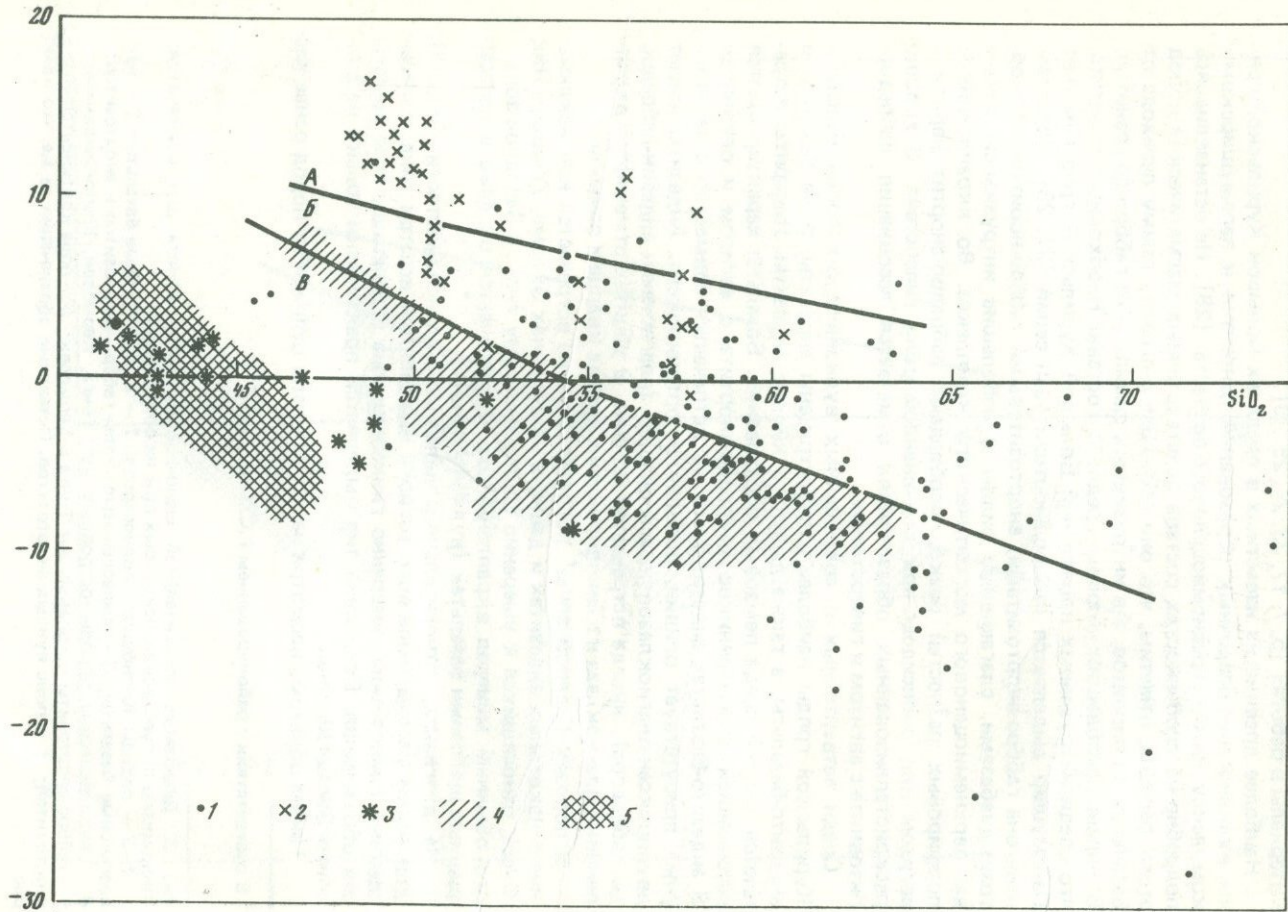
На диаграмме относительной щелочности-глиноземистости (рис. 4) для пород рассматриваемого региона выделяются все три типа: пересыщенные глиноземом, умеренно глиноземистые и пересыщенные щелочами образования. Последний тип выделяется практически только на вулканах Западной зоны.

Таким образом, несмотря на явные черты отличия от пород ранее рас-

¹ В соответствии с районированием Г.С. Горшкова [7].

Рис. 3. Диаграмма относительной щелочности-глиноземистости для вулканитов Кроноцкого полуострова и некоторых других образований

1—3 — породы Кроноцкого полуострова: 1 — верхнемеловые базальты; 2 — палеогеновые базальты; 3 — палеогеновые силлы габбро-анортозитов и анортозитов; 4 — вулканические породы островных дуг Тонга, Кермадек, Южно-Сандвичева; 5 — габбро-анортозиты островных дуг Тонга и Кермадек; 6 — поле континентальных анортозитов; 7 — поле лунных анортозитов. Остальные обозначения те же, что и на рис. 1



смотренных островных дуг, вулканиты Главной зоны Большой Курильской гряды имеют ряд сходных особенностей: относительно позднее появление ортопироксена, редкое присутствие гидроксилсодержащих минералов, преобладающее развитие пересыщенных глиноземом разностей.

Структуры Курильской островной дуги на юго-западе продолжают на п-ве Хоккайдо, в Японии, а на северо-востоке — на Камчатке. Оба эти региона по особенностям морфологии рельефа, геологического строения и типу геофизических полей наиболее приближены к континентальным структурам. Однако наличие глубоководного желоба, зональность в проявлении современного вулканизма и ряд других признаков позволяют рассматривать их в одном ряду со структурами островодужного типа.

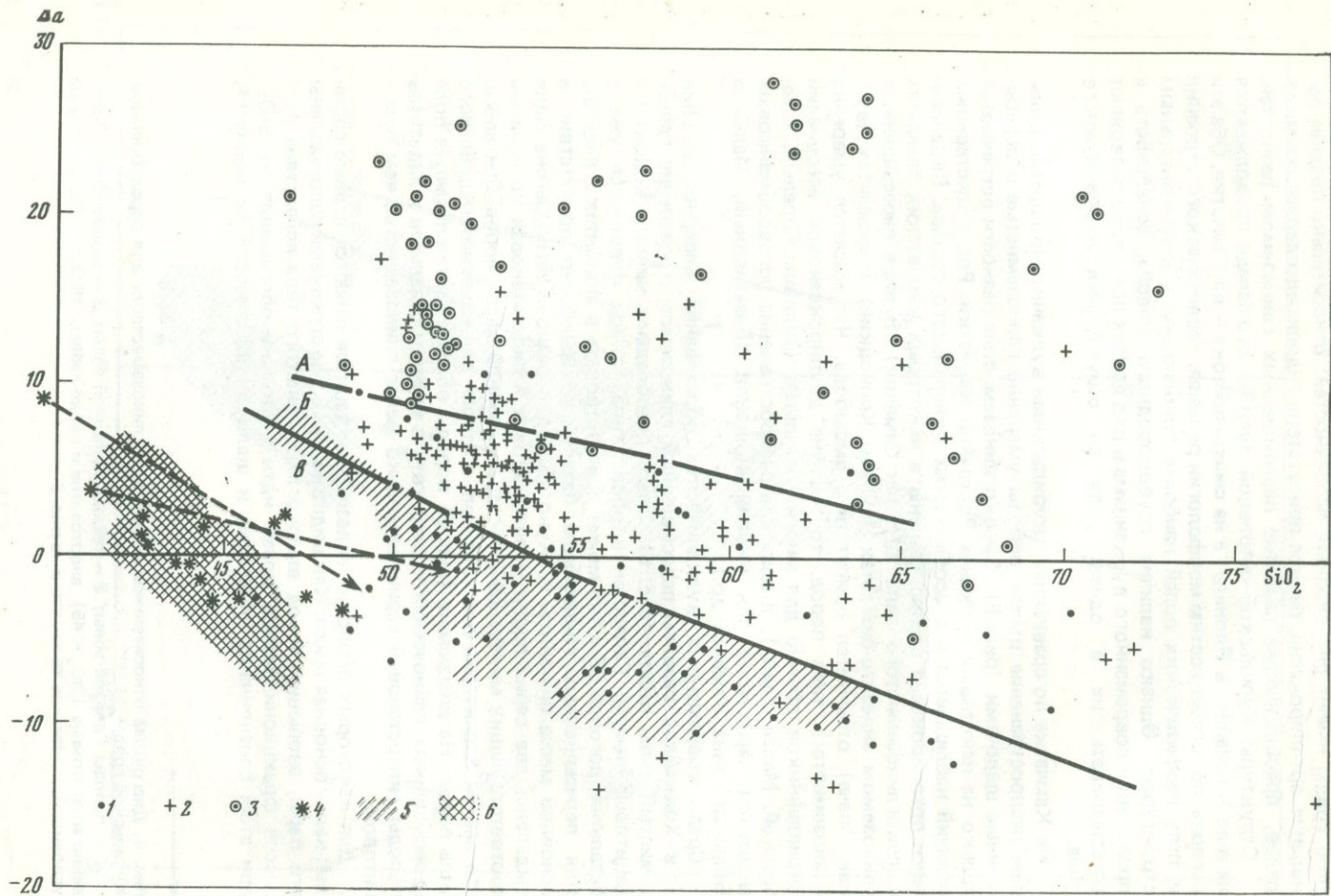
На Камчатке по сравнению с курильскими вулканитами гораздо большее распространение имеют породы умеренно глиноземистые и пересыщенные щелочами (рис. 5). Высокоглиноземистые разности встречаются только на некоторых вулканах Восточной Камчатки. Ряд существенных отличий наблюдается и в особенностях минерального состава. Вкрапленники ортопироксена распространены в некоторых камчатских базальтах высокоглиноземистого типа (вулкан Семячик). В ряде пересыщенных глиноземом андезитов-базальтов (вулкан Кроноцкий) и андезитах (вулкан Авача) отмечается присутствие амфибола. Что касается умеренно глиноземистого типа пород, то наличие двупироксеновой ассоциации вкрапленников обычно для многих базальтов (вулканы Горелый, Ключевской, Малая Удина), а широкое распространение роговообманковых андезитов характерно для многих вулканов (Безымянный, Малая и Большая Удина, Камень и др.).

Среди современных вулканических образований Северной Японии (о-в Хоккайдо) развиты пересыщенный глиноземом и умеренно глиноземистый типы пород (рис. 6). Здесь преобладают кислые андезиты и дацитовые пемзы. Гиперстен в обоих типах пород появляется уже в базальтах, роговая обманка может присутствовать в андезитах и дацитах. Для пересыщенных глиноземом базальтов характерно присутствие в основной массе пижонита. Х. Куно [52] для региона Идзу-Хаконе были выделены две серии пород — пижонитовая и гиперстеновая по наличию соответствующих минералов в составе основной массы пород. Считалось, что первая характерна для толеитов, а вторая для известково-щелочного типа пород. На диаграмме (рис. 6) породы обеих серий попадают в поле пересыщенных глиноземом пород, хотя в области базальтов и андезитов породы гиперстеновой серии несколько менее глиноземисты, чем пижонитовой.

Для некоторых японских андезитов и дацитов имеются парные составы: вал — основная масса. Как видно на рис. 6, где стрелками сопоставлены эти пары, эволюция пород высокоглиноземистого типа вследствие процессов фракционирования может идти в сторону обогащения их SiO_2 , при этом соотношение глинозема и щелочей практически не меняется.

Рис. 4. Диаграмма относительной щелочности-глиноземистости для пород Большой Курильской гряды

1 — породы Главной зоны; 2 — породы Западной зоны; 3 — включения: существенно анортитовые ($\text{SiO}_2 < 45$), анортозитов и лейко-габбро ($\text{SiO}_2 > 45$). Остальные условные обозначения те же, что и на рис. 3



Высокоглиноземистые базальты Камчатки, Курильских островов и Японии характеризуются наличием в них особой группы включений типа алливалитов, троктолитов или эвкритов [4, 32, 50, 51]. Эта группа пород характеризуется крайне высокой степенью пересыщенности глиноземом по отношению к щелочам (см. рис. 4, 5). По особенностям химизма существенно анортитовые включения Камчатки и Курил сходны с лунными анортозитами (см. табл. 3). Вероятно, это — самые близкие к ним земные магматические образования. Эти включения состоят из высококальциевого плагиоклаза, сравнительно железистого оливина и глиноземистого клинопироксена. Намечается сходство составов минералов включений и вкрапленников, содержащих их базальтов, что позволило ряду исследователей [4] высказать предположение о их сегрегационном генезисе. На рис. 5 стрелками соединены точки составов существенно анортитовых включений и базальтов из пор во включениях (использованы анализы О.Н. Волынца с соавторами [4]). Как видно на этом рисунке, отсадка кристаллической фазы в данном случае может привести к резкому обогащению в расплаве содержания SiO_2 и сравнительно незначительному повышению его глиноземистости (сравните с характером ориентировки стрелок на рис. 6).

Таким образом, даже в наиболее приближенных к континенту звеньях рассматриваемого структурного перехода — в пределах относительно консолидированных регионов сохраняется, хотя и в подчиненной степени, тип пересыщенных глиноземом пород. Ему соответствуют полнокристаллические аналоги в виде существенно анортитовых включений.

Анализ рассмотренного фактического материала приводит к выводу о широком распространении пересыщенного глиноземом типа базальтов и соответствующих ему более кислых разновидностей в западной части Тихоокеанского подвижного пояса (рис. 7). На примере верхнемеловых и палеогеновых базальтов Кроноцкого полуострова было показано, что этот тип пород характерен для подводной части основания островных дуг, для структур, наиболее приближенных к океаническим. Такие островные дуги, как Тонга-Кермадек, Идзу-Бонинская, Рюкю, Южно-Сандвичева, Марианская практически представлены только этим типом базальтов. По мере приближения к структурам субконтинентального типа появляются и начинают преобладать умеренно глиноземистый и пересыщенный щелочами типы пород (Курилы, Камчатка, Япония, о-ва Ява, восточная часть Новой Гвинеи, Новая Зеландия).

Породы, пересыщенные глиноземом, проявлены крайне незначительно в пределах океанов и практически отсутствуют на активных континентальных окраинах — Охотско-Чукотском вулканическом поясе, Сихотэ-Алинском и др. [6, 26, 29].

Итак, пересыщенность глиноземом при низкой калиевой щелочности — специфика эволюции магматизма на определенных этапах развития области перехода океан—континент независимо от того идет ли преобразование океанической коры в континентальную или процесс этот совер-

←

рис.5. Диаграмма относительной щелочности-глиноземистости для пород Камчатки
 1 — низкокальциевые базальты и соответствующие им более кислые разновидности;
 2 — породы известняково-щелочного типа; 3 — породы субщелочного типа; 4 — существенно анортитовые включения. Остальные условные обозначения те же, что и на рис. 3. Стрелками показано изменение состава сосуществующих пар: включение — базальты из пор и корок во включениях

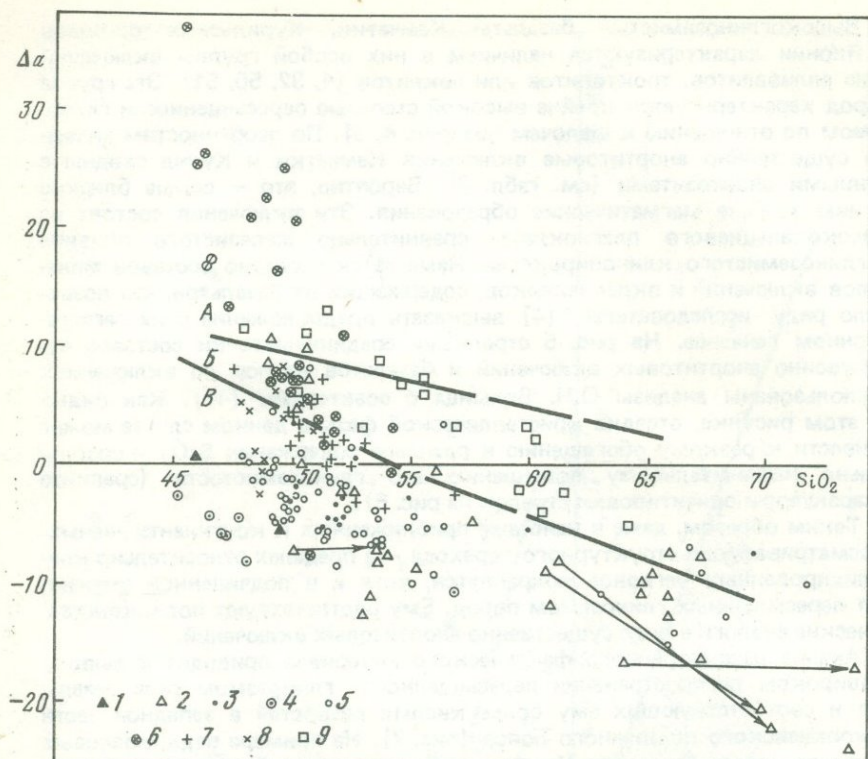


Рис. 6. Диаграмма относительной щелочности-глиноземистости для вулканитов Новой Зеландии, Японии и Новой Гвинеи

Вулканиты: 1 — Новой Гвинеи [48,57]; 2 — Японии (о-в Хоккайдо) [15,49]. Средние составы пород: 3 — гиперстеновой и 4 — пажонитовой серий, по Х. Куно [52]; 5 — эффузивы Новой Зеландии [54]. А, Б, В, — то же, что и на рис. 4. Стрелки соответствуют изменению составов: вал — основная масса

шается в обратном направлении. Наиболее проявлена эта специфика в структурах, приближенных к океаническим и затухает по мере перехода к структурам континентального типа.

По особенностям вещественного состава наблюдается определенная преэминентность вулканизма в субокеанических структурах по отношению к океаническим образованиям. Минералогически она выражается в отсутствии гидроксилсодержащих минералов и сравнительно позднем появлении магнетита и ортопироксена. Эти минералы отсутствуют в составе вкрапленников океанических базальтов, тогда как плагиоклаз с повышенным содержанием анортитовой составляющей является доминирующей кристаллической фазой как среди высокоглиноземистых базальтов островных дуг, так и среди океанических плагиобазальтов. По химизму эта преэминентность выражается в низких содержаниях K_2O в базальтах островных дуг, наиболее приближенных к океаническим структурам, почти таких же, как и в океанических толеитах (см. табл. 2). В то же время высокоглиноземистые базальты в структурах субконтинентального типа (Камчатка, Япония) характеризуются присутствием во вкрапленниках

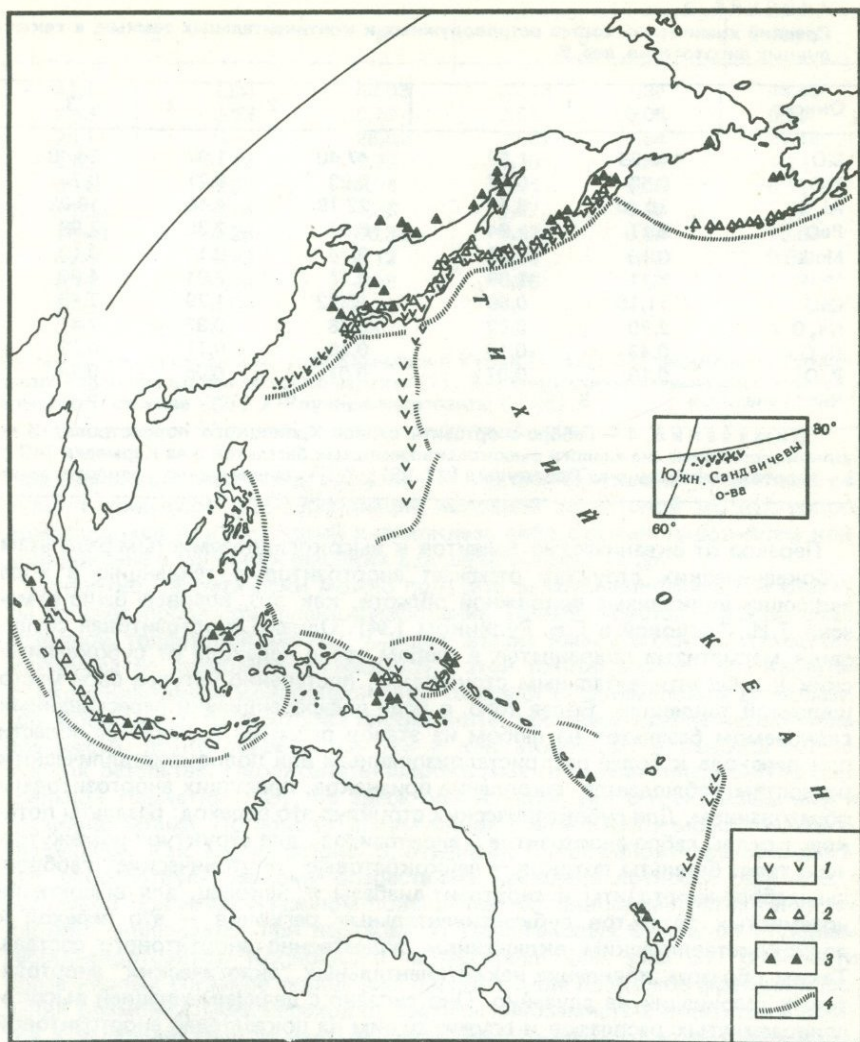


Рис. 7. Схема распространения основных типов вулканических пород в пределах западной части Тихоокеанского подвижного пояса и Южно-Сандвичевых островов
 1 — породы, пересыщенные глиноземом; 2 — умеренно глиноземистые образования; 3 — породы, пересыщенные щелочами; 4 — глубоководные желоба

ортопироксена (в них также выше содержание K_2O); в более кислых разностях появляется амфибол. Состав минералов вкрапленников, таким образом, характеризует исходные расплавы для вулканитов, развитых в субокеанических структурах, как относительно "сухие" (такие же, как для океанических проявлений), и только по мере перехода к субконтинентальным образованиям параллельно с возрастанием относительной щелочности растет и водонасыщенность расплавов.

Таблица 3

Средний химический состав островодужных и континентальных земных, а также лунных анортозитов, вес. %

Окисел	1		2		3
SiO ₂	49,59	1,37	47,40	1,07	54,48
TiO ₂	0,65	0,17	0,23	0,21	0,74
Al ₂ O ₃	20,40	2,46	22,18	4,40	19,22
FeO	9,17	1,94	6,87	2,30	7,98
MnO	0,16	0,03	0,16	0,11	0,13
MgO	5,11	1,39	6,71	2,91	4,00
CaO	11,16	0,68	15,52	1,79	7,65
Na ₂ O	2,70	0,82	0,78	0,32	2,47
K ₂ O	0,43	0,14	0,16	0,11	0,92
P ₂ O ₅	0,13	0,07	0,07	0,05	0,24
Число анализов	9		6		5

Примечание. 1 — Габбро-анортозиты силлов Кроноцкого полуострова; 2 — полнокристаллические аналоги высокоглиноземистых базальтов о-ва Кермадек [40]; 3 — анортозит-диабазы о-ва Парамушир [27, 28]; 4 — существенно анортозитовые

Переход от океанических толеитов к высокоглиноземистым базальтам субокеанических структур отражает анортозитовую тенденцию в ходе эволюции вулканизма подвижной области, как это, впервые было отмечено Т.И. Фроловой и Г.Б. Рудником [34]. Однако анортозитовая специфика магматизма сохраняется в любом звене перехода от субокеанических к субконтинентальным структурам, постепенно уступая свое место щелочной тенденции. Более того, в ходе дифференциации пересыщенных глиноземом базальтов на любом из этапов развития подвижной области при переходе к более раскристаллизованным или полнокристаллическим разновидностям наблюдается накопление признаков, присущих анортозитовым образованиям. Для субокеанических структур это переход: базальты потоков → силлы габбро-анортозитов и анортозитов; для структур промежуточного типа: базальты потоков → лейкократовые "плутонические" габброиды; габбро-анортозиты и анортозит-диабазы и, наконец, для высокоглиноземистых базальтов субконтинентальных регионов — это переход к полнокристаллическим включениям существенно анортозитового состава. Таким образом, появление неконтинентальных "экзотических" анортозитовых ассоциаций не случайно. Оно связано с дифференциацией высокоглиноземистых расплавов и служит одним из показателей анортозитовой тенденции их эволюции.

Между континентальными и островодужными анортозитами проявляются черты сходства. Выделенное на диаграммах (см. рис. 3—5) поле пересыщенных глиноземом пород практически полностью совпадает с полем континентальных анортозитов. Более того, степень накопления глинозема с ростом кремнекислотности пород в континентальных анортозитах такая же, как в пересыщенных глиноземом базальтах рассмотренных регионов и их полнокристаллических аналогов. Но, несмотря на явные черты сходства, островодужные анортозиты отличаются от континентальных — в них меньше глинозема и щелочей, но больше железа и магния (табл. 3).

Само появление базальтов с повышенным содержанием глинозема одни исследователи [8, 53] связывают с эволюцией самостоятельных высоко-

4		5	6		7
42,14	1,80	53,03	53,83	1,36	44,42
0,43	0,53	0,29	0,51	0,08	0,30
23,11	6,16	26,59	25,39	1,64	27,18
8,02	4,12	2,70	3,30	1,74	4,47
0,11	0,06	0,04	0,04	0,03	0,11
10,53	5,54	1,38	1,07	0,39	7,01
14,18	2,28	10,32	9,53	0,84	16,64
0,84	0,43	4,12	4,08	0,67	0,38
0,10	0,14	0,58	0,96	0,30	0,33
0,08	0,09	0,10	—	—	—
22		19	22		5

включения в современных лавах Камчатки и Курил [4, 32]; 5 — анортозиты Латвийского габбро-анортозитового комплекса [1]; 6 — анортозиты Украинского кристаллического массива [22]; 7 — лунные анортозиты [2, 46].

глиноземистых расплавов, а другие [14, 18, 34, 45] рассматривают как результат процессов дифференциации исходной толеитовой магмы, сопровождающейся аккумуляцией плагиоклаза либо фракционированием клинопироксена в условиях высоких давлений летучей фазы.

Вероятно, теоретически можно получить высокоглиноземистые базальты за счет процессов фракционирования ранней кристаллической фазы исходной толеитовой магмы. Однако анализ имеющегося фактического материала не позволяет согласиться с этой точкой зрения. Что касается фракционирования клинопироксена, то среди позднемеловых гипербазитов Кроноцкого полуострова пироксениты занимают крайне незначительное место, редко встречаются они и как включения в высокоглиноземистых базальтах. Пироксениты широко развиты среди гипербазитов Центральной Камчатки [33], но здесь они ассоциируют с трахибазальтами и трахиандезитами. По поводу аккумуляции плагиоклазов можно заметить следующее. Как видно на рис. 5, отделение оливин-анортитовых сегрегаций способствует резкому возрастанию кремнекислотности остаточных расплавов при незначительном повышении их глиноземистости. Такая же картина наблюдается при переходе от палеогеновых базальтов к силлам габбро-анортозитов Кроноцкого полуострова (см. рис. 3). В области более кислых составов пород (см. рис. 6) в ходе процессов фракционирования возможен даже переход от высокоглиноземистых андезитов и дацитов к умеренно глиноземистым липаритам. Переход от толеитовых к высокоглиноземистым базальтам должен сопровождаться резким возрастанием глиноземистости при незначительном увеличении кремнекислотности, а такого изменения мы не наблюдаем в реальных парах: валовый состав — состав основной массы.

Интересные результаты дает анализ составов ксенолитов пород, встречающихся в лавах современных вулканов Камчатки и Курильских островов [13, 32]. В связи с вулканитами высокоглиноземистого типа Большой Курильской гряды встречаются включения габбро-норитов (преобладают) и двупироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы. Ксенолиты амфиболитов редки, так же как и амфибол в первых двух типах

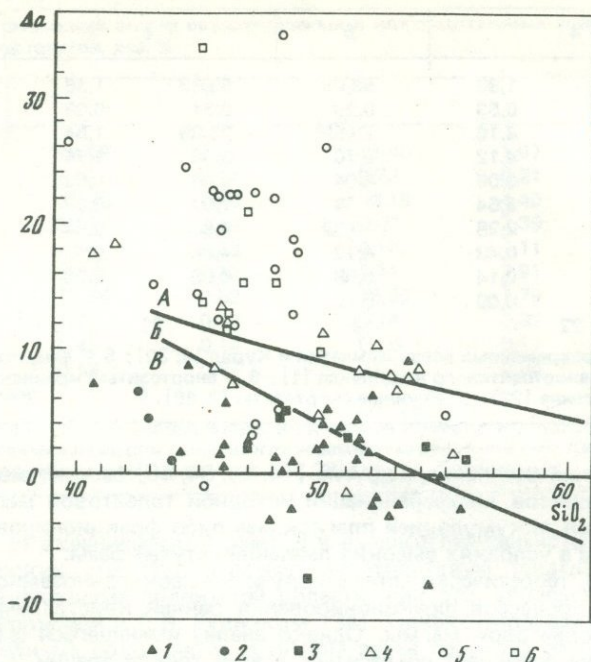


Рис. 8. Диаграмма относительной щелочности-глиноземистости для ксенолитов базитового состава в лавах высокоглиноземистого типа Большой Курильской гряды (1–3) и высокощелочного типа Камчатки (4–6)
 1 и 4 – габбро; 2 и 5 – амфиболиты, 3 и 6 – кристаллические сланцы. А, Б, В – то же, что и на рис. 3–6

пород включений. Подобный тип включений характерен для высокоглиноземистых вулканитов некоторых камчатских вулканов (Ксудач, Малый Семячик, Ильинский). На таких Камчатских вулканах, как Шивелуч и Харчинский, породы которых характеризуются повышенной щелочностью (поле А на рис. 5), среди ксенолитов преобладают амфиболиты, габбро-амфиболиты, амфиболовые кристаллические сланцы и амфиболовые габброиды. Эти два типа ксенолитов (двупироксеновый и амфиболовый) различаются по относительной щелочности-глиноземистости (рис. 8). Даже амфиболиты, встречающиеся среди первого типа включений, резко пересыщены глиноземом по сравнению с основной массой амфиболитов второго типа включений. Необходимо подчеркнуть также, что первый тип включений – это практически безводная ассоциация, второй тип – водонасыщенная, что находится в соответствии с данными об относительной “сухости” и водонасыщенности соответствующих типов вулканитов. Таким образом, тип базитовых включений соответствует типу содержащих его вулканических пород.

Ксенолиты базитового состава – наиболее распространенная группа включений в лавах многих современных вулканов островных дуг и близких к ним структурных зон, что позволяет рассматривать их в качестве возможных отторженцев среды магмообразования для этих вулканов [13, 32, 37]. Сопряженность составов базитовых включений и пород со-

державших их вулканитов свидетельствует, вероятно, о том, что химизм последних определяется составом плавящегося субстрата. Породы базитового состава, встречающиеся в виде ксенолитов в вулканитах островных дуг, могут быть сравнимы по своим физическим свойствам с "базальтовым" слоем земной коры [32]. Анализ геофизических материалов [19, 28, 31, 36 и др.] показывает, что островные дуги, на которых наиболее развит высокоглиноземистый тип базальтов, по сравнению с определенными океаническими структурами характеризуются резким возрастанием мощности земной коры главным образом за счет увеличения "базальтового слоя". По-видимому, анортозитовая тенденция в ходе эволюции вулканизма островных дуг является отражением этих глубинных процессов перестройки земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Биркис А.П., Богатиков О.А. Анортозиты Западной Латвии. — В кн.: Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974.
2. Богатиков О.А. Лунные анортозиты. — В кн.: Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974.
3. Волинец О.Н., Ермаков В.А., Кирсанов И.Т., Дубик Ю.М. Петрохимические типы четвертичных базальтов Камчатки и их геологическое положение. — Бюл. вулкано-л., 1976, № 52.
4. Волинец О.Н., Шека С.А., Дубик Ю.М. Оливин-анортозитовые включения вулканов Камчатки и Курил. — В кн.: Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978.
5. Геология СССР. Камчатка, Курильские острова. М.: Недра, 1964. Т. 31, ч. 1.
6. Гельман М.Л., Белый В.Ф. Петрохимические особенности меловых и раннепалеогеновых эффузивов Северо-Западной Чукотки. — В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
7. Гаршков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967.
8. Грин Т.Х., Грин Д.Х., Рингвуд А.Е. Происхождение высокоглиноземистых базальтов и их взаимоотношение с кварцевыми толеитами и щелочными базальтами. — В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л.: Недра, 1970.
9. Дмитриев Л.В. Петрохимия коренных пород Индоокеанского хребта и некоторые черты их геохимии и петрологии. — В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука, 1971, т. 1.
10. Дмитриев Л.В. Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: Наука, 1973.
11. Дмитриев Л.В., Шараськин А.Я., Гаранин А.В. Основные черты магматизма дна океана. — В кн.: Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976.
12. Ермаков В.А. Мегаплагииофировые лавы Камчатки — вероятный аналог анортозитовых пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 10.
13. Ермаков В.А., Фарберов А.И., Хотин М.Ю., Ванде-Кирков Ю.В. Включения габброидов и амфиболитов в вулканических породах Камчатки. — В кн.: Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978.
14. Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. Л.: Мир, 1965.
15. Кацуи Е., Оба Е., Соя Т. Геодинамика и вулканизм островных дуг северо-западного сектора Тихоокеанского кольца. М.: Сов. радио, 1978.
16. Леонова Л.Л., Пополитов Э.И., Волинец О.Н., Кирсанов И.Т., Дубик Ю.М. Типы четвертичных базальтов Камчатки в связи с проблемой первичных магм. — В кн.: Петрологические исследования базитов островных дуг. М.: Наука, 1978.
17. Леонова Л.Л. Геохимия четвертичных и современных вулканических пород Курильских островов и Камчатки. — Геохимия, 1979, № 2.
18. Маркушев А.А. Эволюция магматизма и метаморфизма островных дуг. — В кн.: Геохимия, минералогия, петрология, МГК. XXV сессия. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1976.
19. Марков М.С. Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975.
20. Марковский Б.А. Геосинклинальные магматические комплексы Срединного и Восточного хребтов Камчатского полуострова: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л.: Наука, 1974.

21. *Марковский Б.А., Ротман В.К., Тарасов Б.М.* Эволюция геосинклинального вулканизма Восточной Камчатки. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1974.
22. *Мошкин В.Н., Дагелайская И.Н.* Габбро-анортозитовый комплекс Украинского кристаллического массива. — В кн.: Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974.
23. *Набоко С.И.* Четвертичный и современный вулканизм Камчатки и петрохимические особенности лав. — В кн.: Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
24. Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. М.: Наука, 1966.
25. *Пискунов Б.Н.* Вулканизм Большой Курильской гряды и петрология пород высокоглиноземистой серии. Новосибирск: Наука, 1975.
26. *Сажно В.Г.* Петрохимические и геохимические аспекты проблемы происхождения кислых вулканитов различных зон Дальнего Востока. — В кн.: Региональная геохимия Дальнего Востока. Владивосток, 1976.
27. *Сергеев К.Ф., Сергеева В.Б.* Об интрузивных породах хребта Вернадского на о-ве Парамушир (Курильские острова). — ДАН СССР, 1963, 153, № 4.
28. *Сергеев К.Ф.* Геологическое строение и развитие района северной группы Курильских островов. М.: Наука, 1966.
29. *Сперанская И.М.* Петрохимические типы меловых лав в различных тектонических районах Охотского побережья. — В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
30. *Тейлор О.* Геохимия андезитов и распространенность элементов в земной коре. М.: Мир, 1972.
31. *Туезов И.К.* Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Новосибирск: Наука, 1975.
32. *Федорченко В.И., Родионова Р.И.* Ксенолиты в лавах Курильских островов (вещественный состав, происхождение, геологическое значение). Новосибирск: Наука, 1975.
33. *Флеров Г.Б., Колосков А.В.* Щелочной базальтовый магматизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976.
34. *Фролова Т.И., Рудник Г.Б.* Об анортозитовой тенденции дифференциации в вулканических породах ранних стадий развития островных дуг (на примере Южно-Сандвичевой островной дуги). — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1974, № 4.
35. *Чернышева В.И.* Петрография и химический состав пиллоу лав Центрально-Индийского подводного хребта. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 2.
36. *Эрлих Э.Н.* Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973.
37. *Щека С.А., Колосков А.В., Колынец О.Н.* Включения в вулканитах Тихоокеанского пояса и их петрогенетическая информативность. — В кн.: Геодинамика и вулканизм островных дуг северо-западного сектора Тихоокеанского кольца. М.: Сов. радио, 1978.
38. *Baker P.E.* Comparative volcanology and petrology of the Atlantic Island Arcs. — Bull. Volcanol., 1968, v. XXXII, fasc. 1.
39. *Bongault H., Hekinian R.* Rift valley in the Atlantic ocean near 36° 50'N: Petrology and geochemistry of Basaltic rocks. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1974, 24.
40. *Brothers R.B., Martin K.R.* The geology of Macanley Island, Kermadec group, Southwest Pacific. — Bull. Volcanol., vol. XXXIV, 1970.
41. *Bryan W.B., Stice G.D., Ewart A.* Geology, petrography and geochemistry of the volcanic islands of Tonga. — J. Geophys. Res., 1972, vol. 77, N 8.
42. *Engel A.E.S., Engel C.G., Havens R.G.* Chemical characteristics of volcanic basalts and the upper mantle. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1965, vol. 76.
43. *Engel C.G., Ficher R.L.* Lherzolite, anorthosite, gabbro and basalt dredged from the Mid-Indian ocean ridge. — Science, 1969, vol. 166, p. 1132-1141.
44. *Ewart A., Brothers R.N., Mateen A.* An outling of the geology and geochemistry, and the possible petrogenetic evolution of the volcanic rocks of the Tonga-Kermadec-New Zealand arc. — J. Volcanol. and Geotherm. Res., 1977, vol. 2, N 3, p. 205-250.
45. *Hamilton W.* Origin in high-alumina basalts andesite and dacite magmas. — Science, 1964, vol. 146, p. 635-631.
46. *Hargraves R.B., Hollister L.S.* Mineralogic and petrologic study of lunar anorthosite slide 15415, 18. — Science, 1972, vol. 175, N 4020.
47. *Jakes P., White A.I.R.* Major and trace elements abundances in volcanic rocks of orogenic areas. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, vol. 83, N 29/40, N 1.
48. *Johnson R.W., Wallace D.A., Ellis D.J.* Feldspathoid-bearing potassic rocks and associated types from volcanic islands off the coast of New Ireland, Papua New Guinea: A

- preliminary account of geology and petrology. Volcanism in Australasia. Amsterdam etc.: Elsevier Sci. Publ. Co., 1976.
49. *Katsui Y.* Petrochemistry of the quaternary volcanic rocks of Hokkaido and surrounding areas. — *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, Ser. IV, 1961, vol. XI, N 1.
 50. *Katsui Y., Oba Y., Ando S., Nishimura S., Masuda Y., Kurasawa H., Fujimoki H.* A preprint, presented at Japanese-Soviet Seminar on geodynamic project, 1974, Febr.
 51. *Kuno H.* Petrology of Hakone volcano and the adjacent areas, Japan. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1950, vol. 61, p. 957–1020.
 52. *Kuno H.* Origin of Cenozoic petrographic provinces in Japan and surrounding areas. — *Bull. Volcanol.*, Ser. 2, 1959, N 20, p. 37–76.
 53. *Kuno H.* High-alumina basalt. — *J. Petrol.*, 1960, vol. 1, pt. 2.
 54. *Lewis J.F.* Tanhara volcano, Taupo zone. Pt II — Mineralogy and petrology. New Zealand. — *J. Geol. and Geophys.*, 1968, vol. 11, N 3, p. 651–684.
 55. *Melson W.G., Jarosewich E., Lundquist C.A.* Volcanic eruption at Metis Shoal, Tonga, 1967–1968. — *Smithsonian Contribs Earth Sci.*, 1970, N 4, p. 19.
 56. *Shido F., Miyachiro A., Ewing A.* Crystallization of abyssal tholeiites. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1971, vol. 31.
 57. *Smith I.E.M.* Peralkaline rhyolites from the d'Entrecasteaux islands, Papua New Guinea. Volcanism in Australasia. Amsterdam etc.: Elsevier Sci. Publ. Co., 1976, p. 215–287.
 58. *Tracey I.I., Jr., Schlanger S.O., Stark I.T., Doan D.B., May H.G.* General geology of Guam. — *Prof. Pap. H.S. Geol. Surv.*, 1964, vol. 430A, p. 1–104.

УДК 551.248:551.25

А.В. КОЛОСКОВ

ИНТРУЗИВНЫЕ ТЕЛА КАК ВОЗМОЖНЫЕ ИНДИКАТОРЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ОСТРОВНЫХ ДУГ

Материковые области, непосредственно граничащие с Тихим океаном, характеризуются широко проявленным гранитоидным магматизмом. Явление это имеет настолько широкие масштабы, что позволило выделить [28] целую систему мезозойских и кайнозойских поясов гранитоидов в зоне обрамления Тихого океана. Вероятно, к наиболее краевому "фронтальному" поясу этой системы относятся интрузивные образования, связанные со структурами типа островных дуг. Рассмотрение особенностей магматизма в этих пограничных областях интересно тем, что здесь наиболее резко выражается их связь с геодинамикой, с процессами эволюции земной коры. Последнее десятилетие ознаменовалось резким усилением всех видов исследований в островодужных областях, в том числе и в изучении интрузивного магматизма [3, 17, 18, 49]. Однако изучение это проводится тем же путем, что и вулканических проявлений, т.е. в основном по линии обобщения обширной петрохимической информации. Вместе с тем интрузивные тела как самостоятельные геологические объекты характеризуются известной анизотропией внутреннего строения и пространственной ориентировкой, к ним применим метод петроструктурного анализа, широко распространенный в 30–40-е годы и основательно забытый петрографами в наши дни. В настоящей статье рассматриваются скрытые в этом методе возможности для реконструкции той геодинамической обстановки, в которой локализируются интрузивные проявления островодужных областей. Приведем сначала известные общие принципы геодинамических построений в структурах островодужного типа. Тектонические системы подобного типа характеризуются сочетанием зон локальных поднятий (островные дуги) и опусканий (глубоководные желоба, краевые прогибы, впадины окраинных морей).

Зоны локальных поднятий состоят из нескольких (реже одной) гряд островов, нередко дугообразно изогнутых. В сложных дугах внешние (по отношению к глубоководному желобу) поднятия, как правило, невулканические, но имеют повышенную сейсмичность. Вулканы обычно сосредоточены в тыловых грядах. Для вулканических поясов островных дуг отмечается значительное возрастание величины теплового потока [26, 48], наличие многочисленных источников термальных вод, проявление гидротермального метаморфизма.

Для глубоководных желобов характерны отсутствие вулканизма, сравнительно низкий тепловой поток, слабая сейсмичность для прилегающих участков океанической плиты [36].

Краевые прогибы, в особенности структуры окраинных морей, имеют сложное строение, характеризуются наличием локальных поднятий, прогибов и впадин. Обширные геолого-геофизические исследования последних лет показали, что возникновение этих структур сопровождалось активной магматической деятельностью [14, 41]. Для них характерны также высокие значения теплового потока. Как показали последние исследования [36], оси всех положительных аномалий теплового потока в северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса смещены во впадины окраинных морей относительно осей поднятий островных дуг. Сейсмическая активность здесь небольшая со значительной глубиной залегания гипоцентров землетрясений.

В геодинамическом плане эти зоны локальных поднятий и опусканий рассматриваются рядом исследователей как парагенетически связанные системы [20]. Молодые складчатые сооружения островных дуг интерпретируются ими как зоны, в которых локализуется сжатие земной коры. Такой режим способствует выжиманию магматических расплавов к поверхности Земли, чем и объясняется повышенная магматическая активность этих структур. Зоны прогибания, сопровождающие поднятые участки земной коры (глубоководные желоба со стороны океана, краевые прогибы и впадины окраинных морей с материковой стороны), как и отрицательные структуры соответствуют областям растяжения земной коры.

Позднее была выдвинута концепция дифференцированного характера полей напряжений в областях островодужных поднятий [32, 45]. А.Е. Святловский [32] в пределах подвижных зон предлагает выделять парные вулканотектонические и сеймотектонические пояса. Вулканотектонические пояса (к ним относятся вулканические кордильеры островных дуг) характеризуются преобладающим режимом растяжения земной коры, формированием открытых трещин и разломов, способствующих проникновению к поверхности Земли магматических продуктов и образованию периферических вулканических очагов (малоглубинных интрузий). Здесь отмечается аномально высокий тепловой поток при пониженной сейсмичности. Сеймотектонические пояса (невулканические гряды островных дуг) отличаются высокой сейсмичностью, отсутствием вулканов, низким тепловым потоком, наличием гипербазитовых интрузий и будинированных структур. Для этих поясов характерен режим сжатия земной коры.

По данным Э.Н. Эрлиха [45], морфология, распределение вулканизма и разрывных дислокаций в островных дугах и близких к ним тектонических системах определяется характером движений по сейсмофокальным зонам и особенностью распределения полей напряжений вблизи них и на удалении. Как и многие исследователи вслед за А.Н. Заварицким [12], Э.Н. Эрлих [45] рассматривает наклонные фокальные зоны эпи-

центров землетрясений как области, по которым происходит движение блоков литосферы. В сейсмофокальной зоне и во фронтальных участках любой надвиговой системы существует обстановка общего интенсивного сжатия, чем и объясняется отсутствие здесь вулканизма. В тыловой части надвиговой системы образуются типичные структуры растяжения типа грабен и грабен-синклиналей, с которыми и связан интенсивный островодужный вулканизм.

С движениями по сейсмофокальным зонам связывается также и образование глубоководных желобов. При этом одни исследователи [34] считают, что эти структурные формы образуются в условиях горизонтально ориентированного сжатия, а другие [20] — в обстановке растяжения. Что касается краевых прогибов и впадин окраинных морей, то анализ новейших геолого-геофизических материалов по западной части Тихого океана [30] свидетельствует о широком развитии здесь процессов рифтообразования. Последние рассматриваются как крупные, планетарного масштаба раздвижки.

Таково состояние вопроса в изучении геодинамики окраинных подвижных поясов в зоне перехода океан—континент. Нерешенной остается главная проблема — о правомочности рассмотрения различных зон тектонических систем островодужного типа (островные дуги, глубоководные желоба, краевые прогибы, впадины окраинных морей) как парагенетических образований, поскольку они могут проявляться порознь, независимо друг от друга [28]. Эта неясность не позволяет построить единую динамическую модель для структур подобного типа, а главное — создать эволюционную схему их развития.

В нашу задачу не входило дать общую картину геодинамики островодужного развития. Для этого слишком мало еще материалов и геологических, и геофизических. Автор поставил перед собой цель — на примере Камчатки показать возможность использования результатов петроструктурного анализа интрузивных тел для некоторых геодинамических реконструкций. Поскольку возраст изученных интрузивных образований Камчатки охватывает диапазон от верхнего мела до плиоцена, делается попытка увязать полученные данные с имеющимися представлениями о геологическом развитии региона за этот период.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Вопрос о возможности использования интрузивных тел как индикаторов тектонической обстановки их формирования изучен еще слабо, в геологической литературе встречаются сведения только самого общего характера. Существуют, например, представления [13, 20, 32, 44] о том, что локализация тел гипербазидов происходит в условиях тектонического сжатия. Этим положениям, однако, противоречат выводы Г. Обуэна [23] о том, что офиолитовый магматизм "обусловлен подъемом симатической магмы вследствие установления режима растяжения". Обобщая большой фактический материал по геологии магматических комплексов центрального типа, Е.В. Свешникова [31] пришла к выводу о приуроченности их к определенному геотектоническому режиму — "общему воздыманию и растяжению верхних горизонтов земной коры". С этапами растяжения земной коры связывается также [2] образование дайковых поясов и полей. Кроме этих общих соображений, вероятно, в каждом конкретном случае необходим анализ геологической обстановки проявления интрузивных комплексов.

Итак, основным методом исследования, примененным в настоящей работе, был структурно-петрологический.

Основы методики структурного анализа интрузивных тел были заложены работами школы Г. Клооса в Германии и в дальнейшем с успехом развивались А.А. Полкановым [25], А.В. Пэком [29], Н.А. Елисеевым [11], Р. Болком [4] и др. Эта методика была использована при изучении ряда разновозрастных интрузивных массивов Камчатки. В ходе исследований для каждого участка локализации интрузивных тел были составлены структурно-петрографические карты. Анализ пространственного расположения структурных элементов по этим картам позволил наметить структурные планы для интрузивных и вмещающих пород. Далее на основании изучения этих планов создавалась общая кинематическая схема механизма формирования интрузивного массива. Схема отображала принципиальную возможную модель процесса, которая могла бы удовлетворительно объяснить: особенности морфологии интрузивных тел, анизотропию его внутреннего строения; положение интрузивного тела в структуре вмещающей рамы. Наконец, исходя из кинематической схемы, наблюдавшимся пластическим и разрывным деформациям делалась попытка выяснения ориентировки главных осей напряжения в период становления интрузивного массива.

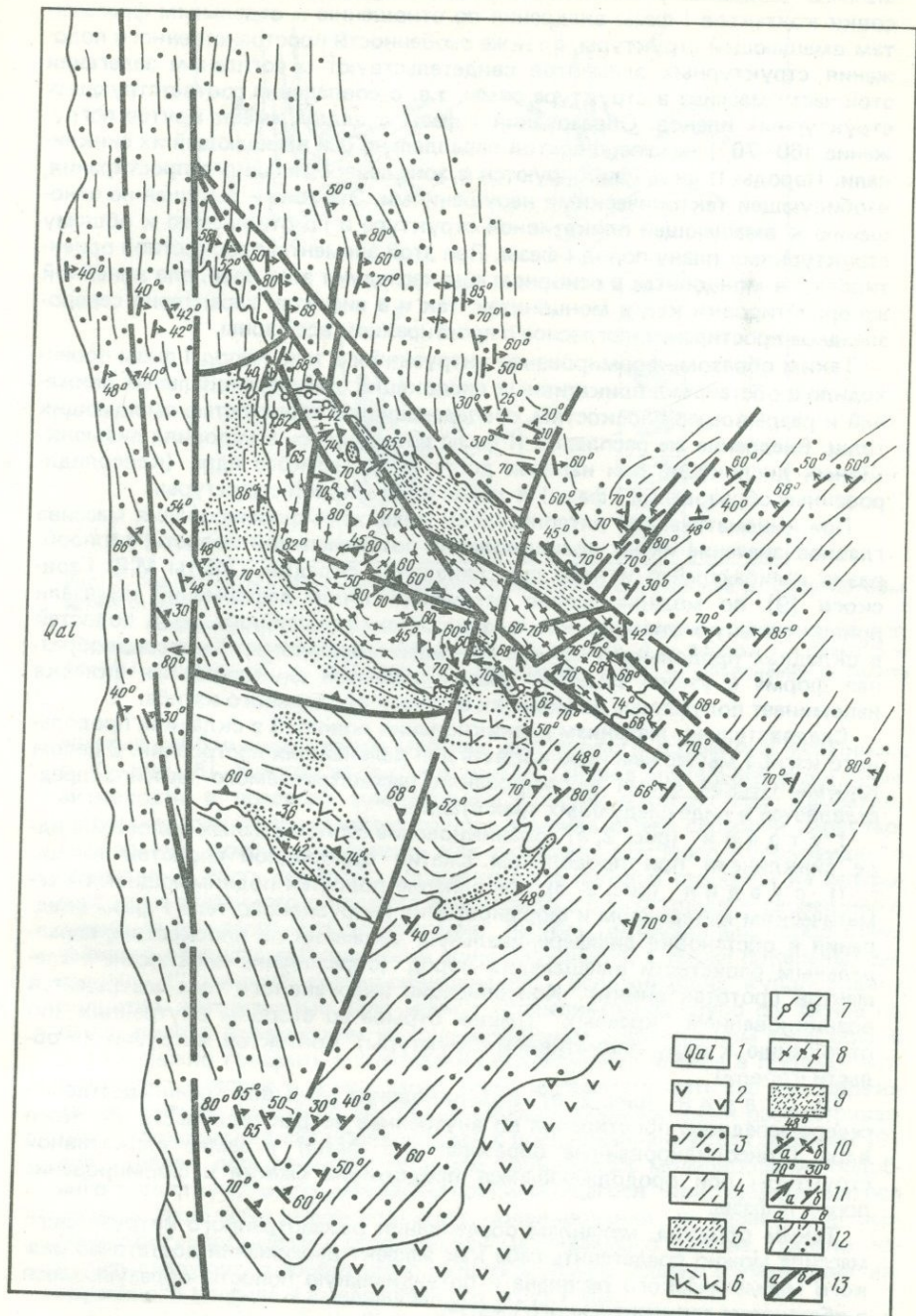
Рассмотрим два примера. На схематической структурно-петрографической карте (рис. 1) представлен участок локализации дифференцированного массива габбро-монцитов в верховьях р. Озерной Камчатки. Этот массив — типичный представитель в ряду базит-гипербазитовых проявлений верхнемелового-палеогенового возраста на территории Центральной Камчатки [38].

Структурой локализации для рассматриваемого интрузивного массива служит синклиальная флексуорообразная складка, ось которой круто ($50-60^\circ$) погружается в северо-восточном направлении. Во вмещающих вулканогенно-кремнистых породах иногда отмечается сланцеватость, совпадающая со слоистостью. Структурные элементы интрузивного массива (ксенолиты, шлиры, отдельные минералы) характеризуются выраженной пространственной ориентировкой, причем в габбро-пироксенитах I фазы она плоскостная, а в сиенитах и монцонитах II — линейная и плоскостная. В породах I фазы иногда фиксируются сланцеватость, связанная с субпараллельным расположением чешуек биотита. Эти структурные элементы ориентируются согласно по отношению к соответствующим контактовым поверхностям (в породах I фазы — по отношению к контактам с вмещающими породами, крупными обособлениями гипербазитов; в породах II — по отношению к контактам с вмещающими породами и с образованиями I фазы). Такое закономерное расположение их в теле



Рис. 1. Схематическая структурно-петрографическая карта участка верховьев р. Озерной Камчатки. Составлена А.В. Колосковым и Г.Б. Флеровым

1 — аллювиальные отложения; 2 — четвертичные базальты, андезито-базальты; 3 — туфогенно-кремнистые породы ирунейской серии (K_2); 4 — средне-, крупнозернистые габбро; 5 — мелкозернистые габбро; 6 — оливковые габбро; пироксениты, перидотиты; 7 — кварцевые сиениты, сиенито-диориты; 8 — монцониты; 9 — амфибол-калишлатовые метосоматиты; 10 — залегание слоистости пород ирунейской серии: а — наклонное, б — вертикальное; 11 — элементы прототектоники: а — линейная, б — плоскостная ориентировка; 12 — геологические границы: а — установленные, б — предполагаемые, в — границы петрографических разностей пород и зон метасоматоза; 13 — разрывные нарушения: а — установленные, б — предполагаемые



массива позволяет считать их элементами прототектоники. Характер рисовки контактов I фазы внедрения по отношению к отдельным фрагментам вмещающей структуры, а также особенности пространственного положения структурных элементов свидетельствуют о согласном залегании этой части массива в структуре рамы, т.е. о совпадении соответствующих структурных планов. Образования I фазы в целом имеют крутое погружение ($60-70^\circ$) на северо-восток параллельно оси вмещающей их синклинали. Породы II фазы фиксируются в зоне северо-западного простираия, изобилующей тектоническими нарушениями. Эта зона — секущая по отношению к вмещающей пликативной структуре и по отношению к общему структурному плану пород I фазы. При этой элементы плоскостной ориентировки в монзонитах в основном еще наследуют этот план, для линейной же ориентировки как в монзонитах, так и в сиенитах характерно северо-западное простираие, согласное с простираием всей зоны.

Таким образом, формирование интрузивного тела пород I фазы произошло в обстановке пликативных дислокаций, дифференциальных движений и разрывов по плоскостям, совпадающим со слоистостью вмещающих толщ. Внедрение же расплавов II фазы совершалось в условиях дизъюнктивных дислокаций при наличии достаточно жесткого ядра (консолидированные образования I фазы) в замке пликативной структуры.

При кинематической интерпретации механизма формирования массива главное значение имеет возникновение потенциальной полости, серпообразно изгибающейся в ядре синклинали складки. Опыты М.В. Гзовского [9] по моделированию различных типов деформаций показали принципиальную возможность возникновения подобного рода полостей в складках продольного изгиба. По своей морфологии (синусоидообразная форма с узким замком) рассматриваемая синклинали складка напоминает полученные на моделях складки продольного изгиба.

Следовательно, механизм возникновения полостей в складках продольного изгиба мы можем использовать для дальнейших построений. В целом кинематическая схема формирования рассматриваемого массива представляется в виде следующих трех стадий.

I стадия (рис. 2, а). Возникновение серпообразных полостей в ядре синклинали при продольном сжатии однородной слоистой толщи.

II стадия (рис. 2, б). Заполнение полостей поднимающимся магматическим материалом и формирование интрузивного тела I фазы, внедрения в обстановке дифференциальных движений по плоскостям, параллельным слоистости вмещающих пород (образование плоскостных элементов прототектоники). Консолидация интрузивного тела завершается возникновением "краевых" трещин отрыва со стороны внутренних (по отношению к ядру пликативной структуры) контактов интрузии (в области кровли).

III стадия (рис. 2, в). Возникновение разрывов преимущественно северо-западного простираия во внутренней пограничной части жесткого ядра (консолидированные образования I фазы) в замке пликативной структуры при продолжающемся продольном сжатии и формирование пород II фазы.

Таким образом, механизм образования рассмотренного интрузивного массива можно представить себе как эффект выжимания достаточно вязкого магматического расплава и потенциальную полость, образующуюся в обстановке горизонтального сжатия.

Рассмотрим теперь пример несколько иного рода. На схематической структурно-петрографической карте (рис. 3, вкл.) представлен участок лока-

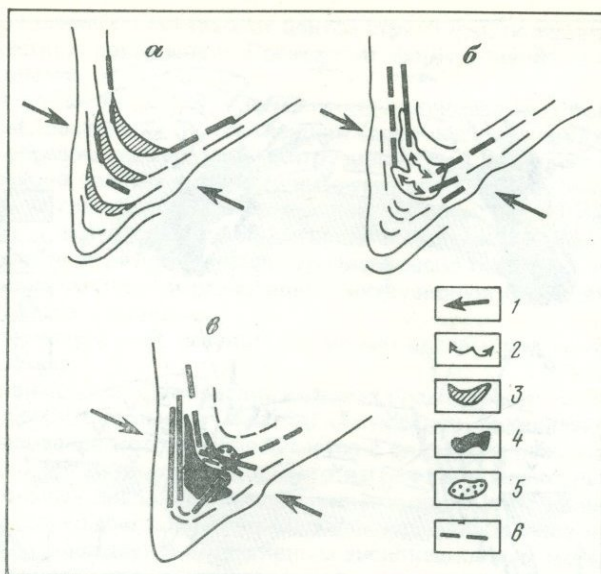


Рис. 2. Кинематическая схема образования интрузивного массива р. Озерной Камчатки (план)

1 — направление сжимающих напряжений; 2 — направление перемещения магматического материала; 3 — "потенциальные" полости, 4 — породы I фазы; 5 — породы II фазы, 6 — тектонические нарушения. а, б, в — объяснение в тексте

лизации габбро-диоритового массива миоценового возраста в верховьях р. Китхой [6]. Участок является одним из центров длительной эндогенной активности в пределах миоценового вулканического пояса Камчатки. Структура локализации интрузивного массива имеет сложный характер. В целом ее можно представить как фрагмент крупного куполовидного поднятия — часть сегмента, обращенного выпуклой стороной на северо-восток, и срезанного с востока депрессией, а с юго-запада — серией нарушений северо-западного простирания. Выходы интрузивных пород отмечаются в пределах субкольцевой зоны нарушений, а также локальных депрессий ("шовных" грабен-синклиналей), осложняющих куполовидное поднятие. Интрузивные тела имеют периклинальное грубо согласное по отношению к вмещающим их вулканогенным образованиям залегание. В целом можно говорить о совпадении структурных планов в породах интрузивного массива и вмещающей рамы и рассматривать его как образование центрального типа [2, 11]. Механизм формирования рассматриваемой куполовидной структуры сходен с предложенным М.В. Гзовским [9] для складок поперечного изгиба. Им проводилось моделирование подобного типа структур под действием поднимающегося или опускающегося штампа. Используя результаты этого моделирования и анализируя особенности геологического строения рассматриваемого района, можно наметить следующую обобщенную кинематическую схему образования интрузивного массива и вмещающей его структуры.

I стадия (рис. 4, а). Рост куполовидного поднятия, связанного с дифференциальными движениями отдельных блоков консолидированного фундамента. При подъеме центрального блока в областях I—I происхо-

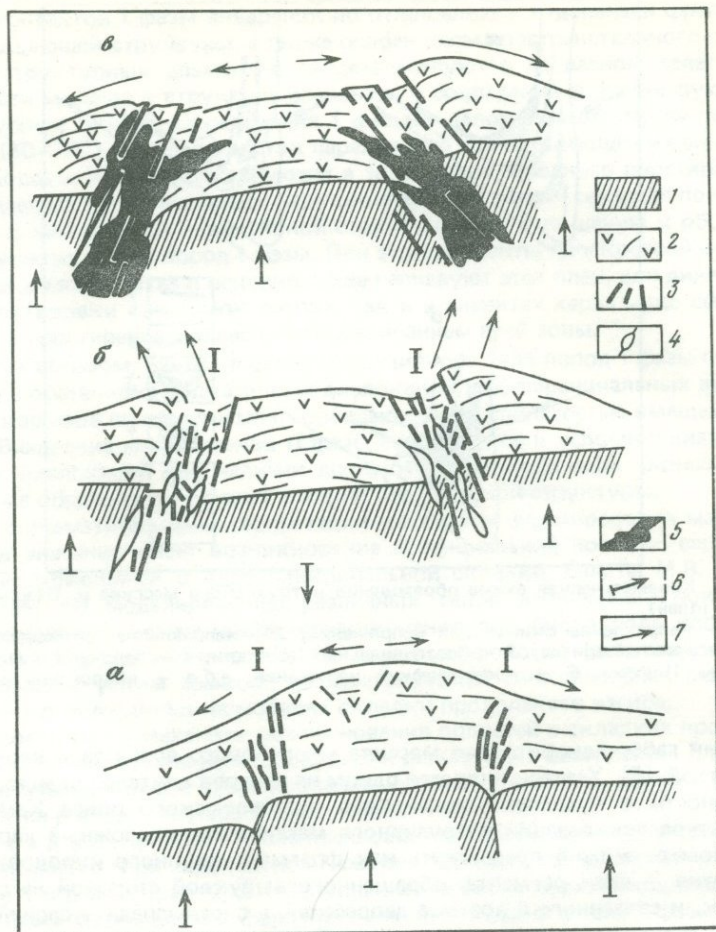


Рис. 4. Кинематическая схема образования Китхойской купольной структуры и интрузивного массива

1 — блоки пород фундамента; 2 — вулканогенные образования миоценового возраста; 3 — зоны разрывов; 4 — "потенциальные" полости; 5 — интрузивные породы; 6 — направление движения блоков; 7 — ориентировка максимальных растягивающих напряжений. а, б, в — объяснение в тексте

дит зарождение "шовных" зон разрывов, которые имеют падение к центру структуры.

II стадия (рис. 4, б). На определенных этапах развития купольной структуры поднятие центрального блока сменяется опусканием. Возможно, это обусловлено компенсационным эффектом, когда опускание центрального блока вызвано опустошением магматического очага, связанным с интенсивным миоценовым вулканизмом. В субкольцевых зонах по периферии центрального поднятия вмещающие массив вулканогенные породы приобретают обратный наклон, развиваются тектони-

ческие нарушения с падением от центра структуры, поверхность рельефа в этих участках понижается. Происходит формирование "шовных" грабен-синклиналей.

III стадия (рис. 4, в). Заполнение "потенциальных полостей" магматическим расплавом и дальнейший рост куполовидного поднятия.

Таким образом, локализация интрузивных тел в пределах рассматриваемого района связана с формированием купольно-блоковых поднятий. Последние, согласно динамическим построениям М.В. Гзовского [9], образуются в обстановке преобладающего субгоризонтального растяжения. Подобным образом было проанализировано около 30 участков развития разновозрастных и разнотипных интрузивных проявлений в пределах Камчатского региона.

Обобщая полученные результаты, можно сделать ряд замечаний методического плана.

Интрузивные тела, становление которых предположительно происходит в условиях горизонтального¹ сжатия, как правило, локализуются в структурах, образование которых связывается с подобным режимом деформаций. Обычно это складки продольного изгиба либо флексуры, осложненные сдвиговыми дислокациями. В этих условиях интрузивная деятельность имеет прерывистый фазовый характер. Становление интрузивных массивов сопровождается интенсивным дислокационным метаморфизмом как вмещающих, так и кристаллизующихся пород. Широкое развитие имеет вторичная "приконтактовая" складчатость, сланцеватость и гнейсоватость, ориентирующаяся параллельно контактовым поверхностям, а также — "краевые" сбросы, надвиги, сдвиги. В массивах, становление которых происходит в условиях значительных динамических напряжений, более развиты плоскостные элементы прототектоники. Здесь наблюдаются также следы пластических деформаций в кварце ("полоски Бема", свилватость) и цветных минералах.

Интрузивные тела, локализация которых связывается с обстановкой горизонтального растяжения, обычно проявляются в зонах длительной и разнообразной эндогенной активности, где вулканизм, интрузивный магматизм и гидротермальная деятельность сопряжены во времени. Как правило, они размещаются в кольцевых структурах, огибающих купольно-блоковые поднятия. Широкое развитие здесь имеют сбросы, грабены, "шовные" грабен-синклинали. Интрузивные массивы характеризуются зональным строением (более основные и порфириовидные разности по периферии), наличием брекчиевых фаций, что отражает сложную картину дифференциации магматических расплавов уже в самой интрузивной камере. Интрузивные тела обычно сопровождаются многочисленными дайками, иногда образующими целые поля, часто встречаются дайки-апофизы, приконтактовые зоны насыщены жилами и многочисленными прожилками. В интрузивных породах бластические структуры отсутствуют, каткластические структуры встречаются в отдельных локальных зонах, в гранитоидах обычно микропегматитовые кварц-полевошпатовые сростания, иногда очень тонкие графические; преобладают линейные элементы прототектоники.

¹ Структурный анализ интрузивных тел показал, что в большинстве случаев в ходе их становления положение осей наибольших сжимающих (σ_3) и наибольших растягивающих (σ_1) напряжений было субгоризонтальным или субвертикальным. Поэтому в дальнейшем используются термины "горизонтальное сжатие" и "горизонтальное растяжение" для обобщенной характеристики наблюдаемых локальных (в пределах отдельных зон) полей напряжений.

Реконструкция вертикальных движений с использованием результатов структурного анализа интрузивных образований показывает следующее. Согласно динамическим построениям Е.М. Андерсона и М.В. Гзовского [9], выполненным с учетом результатов моделирования, выявлено, что при восходящих движениях магматических масс или отдельных блоков образуется серия разрывов, ориентированных к центру возникающей куполовидной структуры. Смена знака движений сопровождается появлением разрывов, ориентированных периклинально. В случае заполнения возникающих полостей магматическим материалом создается закономерная пространственная ориентировка магматических тел, позволяющая реконструировать соответствующие планы движений.

Проведенный структурный анализ различных интрузивных проявлений показал, что существует соответствие между особенностями строения отдельных достаточно крупных тектонических зон и конструкций локализуемых в ее пределах однотипных и разновозрастных интрузивных тел. Совместное рассмотрение таких зон во временной последовательности позволило предложить некоторую общую геодинамическую схему эволюции магматизма в пределах рассматриваемой территории.

На основании геологической литературы [3, 7, 22, 34, 50], а также опыта изучения интрузивного магматизма Курило-Камчатской зоны нами для структур островодужного типа выделены три стадии эволюции магматизма: офиолитовая, андезит-диоритовая и порфиоровая. Рассмотрим особенности геодинамического режима проявления интрузивного магматизма каждой из этих стадий на примере Камчатского региона.

Офиолитовая стадия эволюции магматизма структур островодужного типа характеризуется широким развитием базит-гипербазитовых серий. Причем в отличие от офиолитов в структурах океанической коры плутоническая деятельность здесь проявляется либо позже, либо синхронно с вулканизмом, гипербазитовые массивы имеют преимущественно автохтонное залегание, а вулканы характеризуются повышенной магниальностью (вплоть до пород ультраосновного ряда — меймечитов, пикритов), а иногда и повышенной калиевой щелочностью.

На Камчатке рассматриваемая стадия проявилась в поздне меловое-раннепалеогеновое время. Режим устойчивых опусканий меловой камчатской геосинклинали в конце мела — начале палеогена сменяется локальными поднятиями и возникновением гряды вулканических островов [8]. При этом если в восточной и западной частях полуострова вулканизм имел подводный характер, то в пределах Срединного хребта Центральной Камчатки выделяются фации, которые имеют черты субаэрального осадконакопления, связанного с островным характером вулканизма [38]. На границе верхнемелового и палеогенового времени происходят крупные складкообразовательные движения, отвечающие, вероятно, ларамийскому орогенезу северной части Тихоокеанской области. Интенсивность этого процесса, а также простираемость складчатых структур различны для разных участков полуострова. Наиболее интенсивная складчатость в меловых породах отмечается вблизи выходов консолидированных массивов метаморфических пород. Она как бы обтекает эти массивы, имея субмеридиональные и северо-западные простираения. Подобная ориентировка складчатых дислокаций характерна также для восточных полуостровов Камчатки. На остальных участках региона отмечаются северо-восточные простираения складчатых структур. Одновременно со складкообразовательными движениями активизируется и интрузивная деятельность, так же как и вулканизм, проявляющаяся в локальных зонах

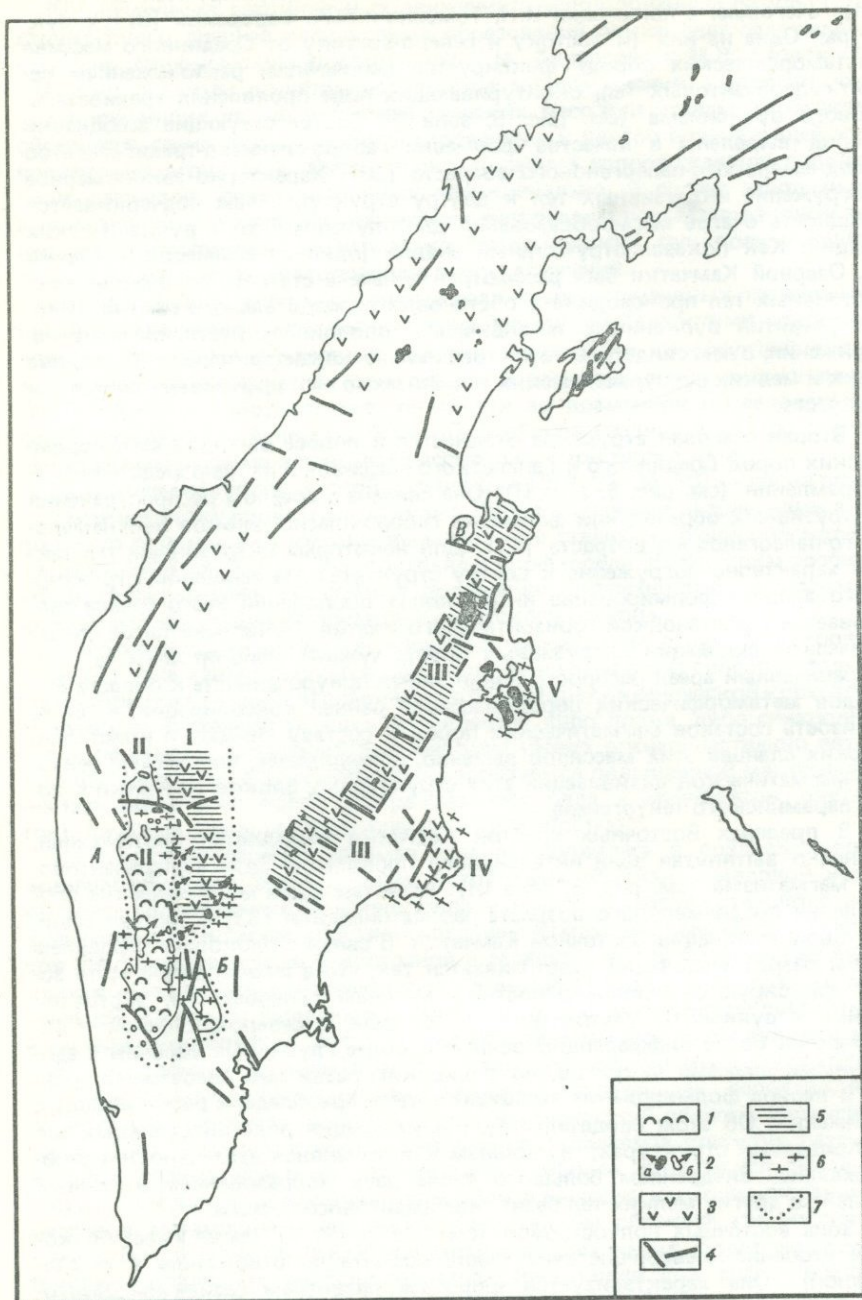
(рис. 5). Так, в пределах Центральной Камчатки формируются две крупные очаговые, в понимании И.Н. Томсона и А.А. Фаворской [37], структуры. Одна из них (к востоку и северо-востоку от Срединного массива метаморфических пород) фиксируется цепочечным расположением базит-гипербазитовых тел, оконтуривающих поле проявления трахибазальтового вулканизма (см. рис. 5, зона I). Соответствующие ассоциации пород выделены в качестве формации габбро-сиенитов-трахибазальтов позднемелового-палеогенового возраста [38]. Характерно закономерное погружение интрузивных тел к центру структуры, чем подчеркивается общность очагов магмообразования для плутонических и вулканических фаций. Как показал структурный анализ (один из примеров — массив р. Озерной Камчатки был рассмотрен в начале статьи), локализация интрузивных тел происходила в обстановке горизонтального сжатия. В поле развития вулканитов, по-видимому, проявились растягивающие напряжения, о чем свидетельствует трещинный характер излияний, обилие даек и мелких субвулканических тел близкого к эффузивам состава и возраста.

Вторая очаговая структура отмечается в полосе выходов метаморфических пород Срединного и Ганальского массивов и их непосредственного обрамления (см. рис. 5, зона II). Она связана с ареалом распространения интрузивных образований формации габбро-плаггиогранитов верхнемелового-палеогенового возраста [43]. Для некоторых интрузивных тел также характерно погружение к центру структуры. На основании структурного анализа формирование интрузивных проявлений этого ареала связывается с обстановкой горизонтального сжатия. Появление такой специфической формации интрузивных пород, чуждой офиолитовым сериям, ограниченный ареал распространения, явная приуроченность к области выходов метаморфических пород массивов ранней консолидации, а также близость составов магматических пород к составу гнейсов и кристаллических сланцев этих массивов вызвано, по-видимому, процессами тектоно-магматической активизации этих структурных блоков Камчатки в ходе ларамийского тектогенеза.

В пределах Восточных хребтов Камчатки выделяется протяженная, линейно вытянутая зона интенсивного проявления базит-гипербазитового магматизма (см. рис. 5, зона III). Развитые здесь магматические проявления позднемелового возраста рассматриваются [33] в составе офиолитовой ассоциации Восточной Камчатки. В связи с блоковым строением зоны разрез ассоциации надстраивается так, что в юго-западной части зоны фиксируются приповерхностные массивы гипербазитов, экструзии дайки и вулканиты ультраосновного состава, в северо-восточной — обнажаются более дифференцированные и более глубокие массивы с единичными дайками пикритов, но с широким развитием диабазовых даек.

В период формирования ассоциации здесь преобладали растягивающие движения. Об этом свидетельствует локализация ряда интрузивных тел в кольцевых структурах; вулканизм и интрузивная деятельность сопровождалась внедрением большого числа даек (образованием дайковых полей) и других мелких тел базит-гипербазитового состава.

Зона восточных полуостровов (см. рис. 5, IV, V) также имеет блоковое строение (северо-восточная часть поднята по отношению к юго-западной). Она характеризуется широким развитием базит-гипербазитовых образований верхнемелового и палеогенового возраста. Несмотря на подводный характер излияний, базальты Кроноцкого полуострова по



содержанию главных и редких элементов близки к вулканитам таких островных дуг, как Кермадек и Южно-Сандвичевы, и уверенно отличаются от базальтов ложа океана и срединно-океанических хребтов [40]. В отличие от других зон вулканизм здесь сопровождается широким развитием не даек, а силлов (дайки встречаются как единичные образования), мощность которых достигает иногда 600 м. Это обстоятельство, а также структурный анализ ряда интрузивных тел позволяет предполагать формирование офиолитовой ассоциации восточных полуостровов в обстановке преобладающего горизонтального сжатия.

Недостаток материалов не позволяет в том же плане рассмотреть другие участки проявления базит-гипербазитового магматизма этого периода в пределах указанного выше полуострова.

Андезито-диоритовая стадия эволюции магматизма в структурах рассматриваемого типа характеризуется появлением дифференцированных (от базальтов до липаритов и от габбро до гранитов) серий магматических пород. Вулканизм проявляется, как правило, синхронно с плутонической деятельностью. Продукты магматизма в структурах островодужного типа по сравнению с породами соседствующих окраин континентов отличаются повышенной основностью и пониженной калиевой щелочностью.

На Камчатке рассматриваемая стадия охватывает период олигоценового и миоценового времени. Этот период характеризуется постепенным разрастанием вулканических островов и слиянием их в вулканические хребты [5]. В ранне-, среднемиоценовое время центральное поднятие оформляется в виде серии крупных островов, разделенных мелким морем¹. В это время существовали Западно-Камчатский, Центрально-Камчатский (прообраз Центральной Камчатской депрессии) и Восточно-Камчатский прогибы. Резкое сокращение бассейнов осадконакопления отмечается со второй половины среднего миоцена, а к концу миоцена почти вся территория полуострова представляет собой сушу. Складчатость и горообразовательные движения проявились в рассматриваемом периоде дважды в связи с раннеолигоценовой и позднемиоценовой фазами орогенеза [42]. Причем наибольшей интенсивности они достигали на Восточной Камчатке, в связи с чем здесь наблюдается широкое развитие надвиговых зон и мелкой складчатости. Значительные дислокации отмечаются также в краевых зонах Срединного и Ганальского массивов метаморфических пород, а также Хавывенской возвышенности. Весь рассматриваемый период характеризуется интенсивным ареальным вулканизмом, который локализуется в пределах единого вулканического поя-

¹ Палеогеографическая характеристика олигоцен-миоценового времени дается на основании построений А.Е. Шандера [42].

Рис. 5. Тектоно-магматическая схема для верхнемелового-палеогенового времени: 1 — выходы пород метаморфического фундамента; А — Срединный массив, В — Ганальский массив, В — Хавывенская возвышенность; 2 — интрузивные массивы; а — офиолитовой ассоциации, б — формации габбро-плагиогранитов; стрелками показана ориентировка интрузивных тел; 3 — вулканические проявления; 4 — разрывные нарушения; 5 — зоны преимущественного горизонтального растяжения; б — зоны преимущественного горизонтального сжатия. Знаки 5 и б нанесены в соответствии с простиранием соответствующих осей напряжений в пределах зоны; 7 — граница очаговых структур. I — V — объяснение в тексте.

са, занимающего почти всю среднюю часть полуострова (рис. 6). Интрузивная деятельность этого периода проявилась практически только в двух зонах: в пределах Срединного и Ганальского массивов метаморфических пород и их непосредственного обрамления (интрузивы I структурно-фациального типа), а также в пределах вулканического пояса на всем его протяжении (интрузивы II структурно-фациального типа). Большинство интрузивных тел имеет диоритовый, либо габбро-диоритовый состав, только в достаточно крупных телах отмечается дифференциация от габбро до гранитов. Петрографические, минералогические и петрохимические особенности интрузивных пород проявлений обоих типов хорошо изучены и неоднократно описывались в геологической литературе [1, 8, 24, 27, 39]. Формационный анализ, а также детальное структурно-петрологическое изучение этих образований [6, 15, 16] позволили установить четкое генетическое различие этих типов. Интрузивы I типа относятся к чисто плутонической ассоциации, становление которой происходило в обстановке горизонтального сжатия и сопровождалось значительным динамометаморфизмом как вмещающих, так и кристаллизующихся пород. Характерна закономерная ориентировка с погружением под блоки метаморфических пород. Фактически здесь отмечается та же очаговая структура, что и для массивов формации габбро-плагиогранитов K_2 -f возраста. Образования II типа входят в состав вулканоплутонической ассоциации. Становление их происходило в обстановке горизонтального растяжения земной коры и сопровождалось интенсивным гидротермальным метаморфизмом как интрузивных, так и вмещающих пород (один из примеров подобного рода интрузивных массивов в верховьях р. Китхой был рассмотрен в начале настоящей статьи). Данные структурного анализа интрузивных проявлений обоих типов были использованы для реконструкции динамической обстановки в соответствующих зонах, как это показано на рис. 6. К этому следует добавить, что для любого участка в пределах рассматриваемого вулканического пояса характерно развитие дайковых и жильных полей, кроме того, с этапом широкого проявления кислого вулканизма в поздне-, среднемиоценовое время связано образование калдер и вулканотектонических депрессий [42].

П о р ф и р о в а я стадия эволюции магматизма в структурах островодужного типа характеризуется образованием контрастных (существенно базальтоидных, иногда с повышенной калиевой щелочностью — шошонитовые ассоциации и дифференцированных до дацитов и липаритов) серий магматических пород. Синхронно с вулканизмом проявляется большое число мелких субвулканических тел порфирового облика (дайки, экструзии, некки).

На Камчатке выделенная стадия проявилась с конца миоценового — начала плиоценового времени. В раннем плиоцене большая часть полуострова была устойчивой сушей [42]. Мелководное море заходило в его крайних восточной и западной частях, а также в пределы Центральной Камчатской депрессии. Продолжалась общая консолидация и воздымание региона. По данным Г.М. Власова [5], позднемиоценовые поднятия ознаменовали переход всей территории к континентальному режиму. Вулканическая деятельность имеет площадной характер и охватывает территорию (рис. 7) намного большую, чем та, на которой проявился вулканизм предыдущих этапов. Существование разных по глубине заложения разломов способствует формированию как основной (базальты, андезито-базальты), так и кислой (андезито-дациты, дациты, липариты) ветви вулканизма. При этом, согласно реконструкциям А.Е. Шанцера [42], базаль-

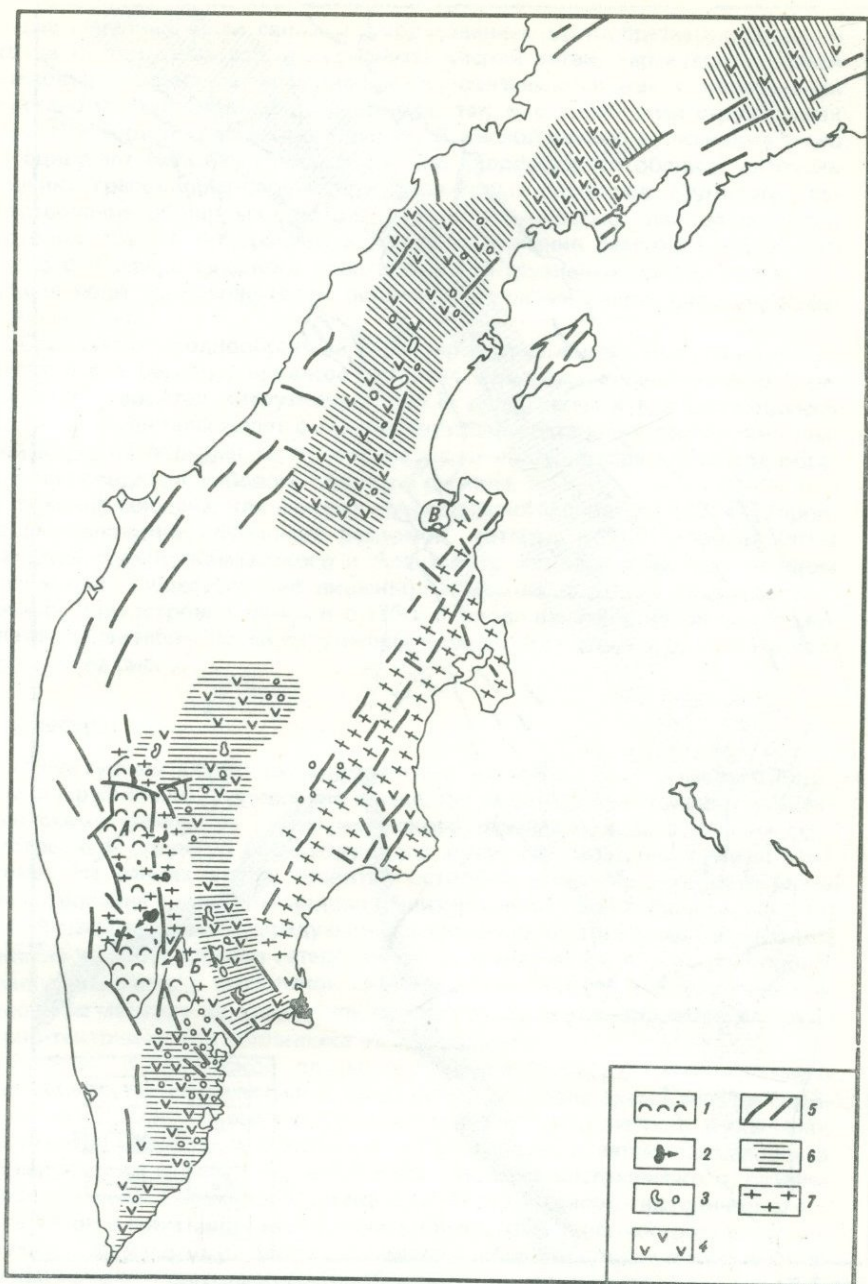


Рис. 6. Тектоно-магматическая схема для олигоцен-миоценового времени
 1, А, Б, В - то же, что и на рис. 5; 2 - интрузивные образования I структурно-фациального типа, стрелками показана ориентировка интрузивных тел; 3 - интрузивные образования II структурно-фациального типа; 4 - эффузивные проявления; 5 - разрывные нарушения; 6 и 7 - то же, что и на рис. 5

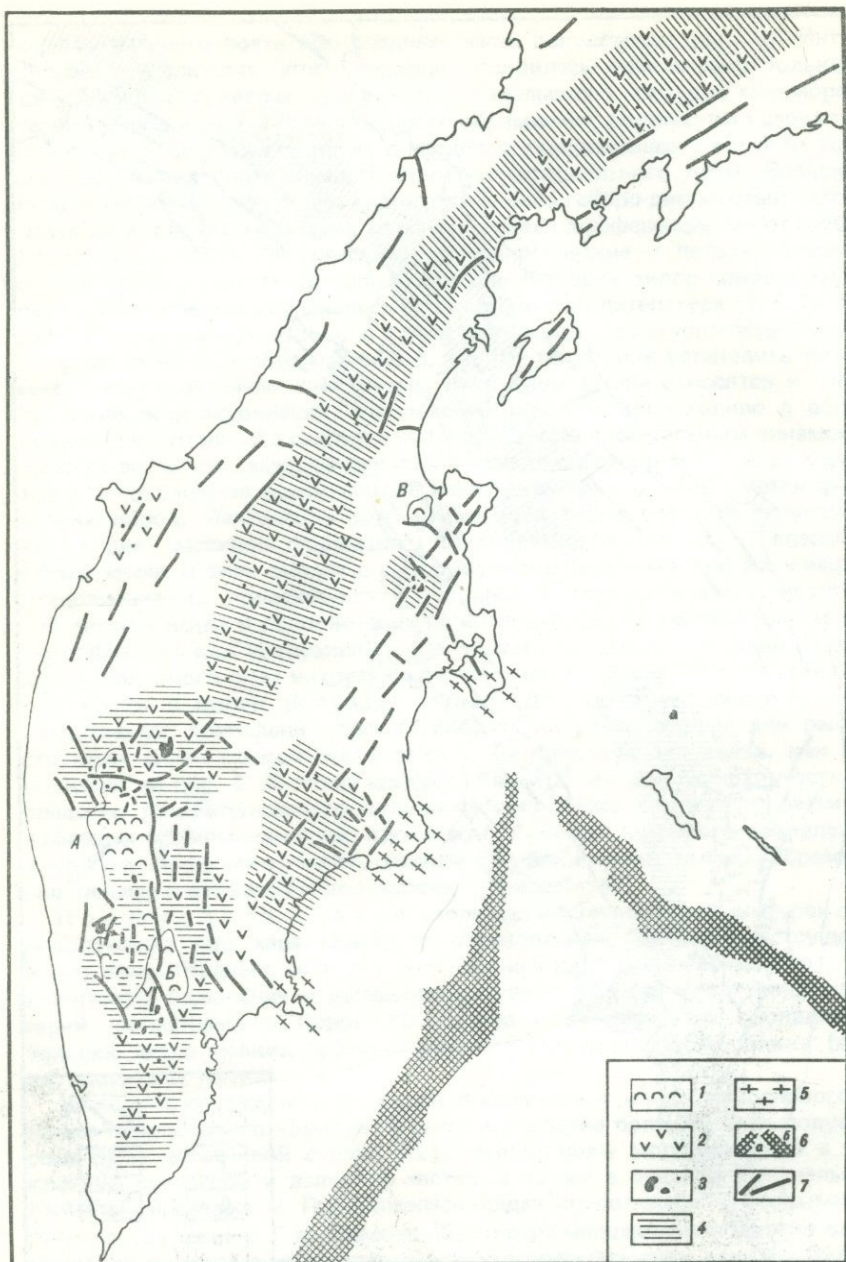


Рис. 7. Тектоно-магматическая схема для раннеплистоценового времени

1, А, Б, В — то же, что и на рис. 5; 2 — эффузивные проявления; 3 — интрузивные проявления. Стрелками показана ориентировка интрузивных тел. 4 и 5 то же, что 5 и 6 на рис. 5; 6 — глубоководные желоба: а — Курило-Камчатский, б — Алеутский; 7 — тектонические нарушения. В пределах восточных полуостровов показан характер современных полей напряжений, в соответствии с данными И.В. Симбирева, И.Г. Симбиревой

товые излияния были связаны с образованием щитообразных стратовулканов и ареальных зон, а вулканы кислой ветви, характеризующиеся массовым образованием игнимбритов, связываются как с кольцевыми вулканотектоническими депрессиями, так и с линейными структурами типа грабен и грабен-синклиналей. С кислой ветвью вулканизма тесно ассоциируют мелкие субвулканические (порфирового облика) интрузии и дайки гранодиорит-порфиров и диоритовых порфиров. Характерно существование обширных (до 300 км протяженностью) дайковых полей, которые обычно приурочены к зонам пересечения разломов северо-восточного и северо-западного простирания. Интрузивные проявления и дайковые поля сопровождаются обширными зонами гидротермально измененных пород.

Сравнительно однообразный характер интрузивных проявлений в пределах всего региона, широкое развитие дайковых полей, типично "трещинный" характер интрузивных тел (с внедрением в раскрывающуюся полость) свидетельствуют о господствующей обстановке растяжения земной коры на большей части рассматриваемой территории в период образования сводово-глыбового поднятия региона.

В конце миоцена, как считают некоторые исследователи [42, 47], произошло заложение глубинных разломов, которые контролировали затем развитие Курило-Камчатского и Алеутского желобов в их современном положении. Существование лишенной магматизма зоны в пределах восточных полуостровов начиная с этого периода времени, вероятно, объясняется характером полей напряжений вблизи этих структур, как это изображено на рис. 7.

Выводы

Структурный анализ разновозрастных магматических (главным образом интрузивных) проявлений позволил наметить некоторую упрощенную схему изменения геодинамического режима в ходе эволюции рассмотренных структур островодужного типа. Отметим общие черты этой схемы. На ранних этапах развития островодужной системы характерно существование достаточно индивидуализированных обособленных ареалов магматизма в зонах с чередующимся режимом сжатия и растяжения. Во многом это обусловлено гетерогенностью фундамента, на котором происходило заложение подвижной области. Разнообразие петрохимических типов магматизма на этом этапе соответствует и разнообразию в структурно-тектонической обстановке их проявления.

Влияние океанической плиты как крупного структурообразующего фактора начало сказываться в олигоцен-миоценовое время сначала образованием крупной зоны надвигов и вторичной складчатости в пределах Восточной Камчатки и Восточных полуостровов, а затем выразилось в формировании системы парных поясов: вулканотектонического, развившегося в зоне Срединного хребта Камчатки, и сейсмо-тектонического¹, охватившего зоны Восточной Камчатки и Восточных полуостровов.

Если рассматривать блоки Срединного и Ганальского массивов метаморфических пород как края обширной континентальной структуры, скрытой в настоящее время под водами Охотского моря, как это делают некоторые исследователи [5, 10, 19], можно оценить роль соседствующей

¹ В понимании А.Е. Святловского [32].

континентальной плиты в процессах геодинамики рассматриваемой подвижной зоны. В верхнемеловое-миоценовое время эти массивы играли роль буфера (жесткого упора), вокруг которого создавалась обстановка локального сжатия, происходили интенсивные складчатые и разрывные деформации, сопровождавшиеся становлением специфических формационных и структурно-фациальных типов интрузивных образований. В плиоценовое время эти массивы утрачивают свою роль как участки локальной тектоно-магматической неоднородности. Это произошло, вероятно, в результате общей консолидации камчатского региона, а также в связи с дроблением окраины континентальной плиты и погружением охотской котловины. В этот период почти весь камчатский регион приобретает однородно блоковое строение, что привело к общей стандартизации геодинамической обстановки и однообразию интрузивного магматизма.

Что касается кинематики вертикальных движений, то, учитывая особенности рассматриваемого материала, можно сказать следующее. Закономерная "центриклинальная" ориентировка интрузивных тел формации габбро-плагиогранитов и I структурно-фациального типа миоценовых гранитоидов в структурах Срединного и Ганальского массивов метаморфических пород свидетельствует, вероятно, о существовании дифференциальных поднятий соответствующих блоков в конце мелового — начале палеогенового и в миоценовое время. С этими периодами, вероятно, также связаны отдельные фазы метаморфической переработки указанных массивов. По крайней мере, с верхнемеловым-палеогеновым этапом активизации Срединного массива можно связать выделенный здесь плагиогнейсово-жедритовый формационный ряд метаморфических пород. Закономерное расположение интрузивных тел по периферии отдельных купольных поднятий в пределах длительно существовавших центров эндогенной активности миоценового вулканического пояса и их обычное периклиналиное залегание, возможно, свидетельствуют о дифференцированных опусканиях центральных блоков этих структур (на фоне общего вздымания), образовании локальных грабенов и грабен-синклиналей. Таким образом, если вулканизм в большей степени отражает процессы глубинной дифференциации вещества и структурных преобразований, то интрузивный магматизм находится в большой зависимости от меняющейся структурно-тектонической обстановки верхних горизонтов земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Апрелков С.Е., Долматов Б.К., Слепов Ю.М., Шеймович В.С.* Миоценовые интрузии гранитоидов Южной Камчатки. — В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М.: Наука, 1967.
2. *Ажгирей Г.Д.* Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1956.
3. *Бевзенко П.Е.* Магматическая эволюция ложа и складчатого обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1979.
4. *Болк Р.* Структурные особенности изверженных горных пород. М.; Л.: Наука, 1946.
5. *Власов Г.М.* Основные черты геологического строения территории и ее районирование. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1964, т. 31, ч. 1, с. 46—54.
6. *Вольнец О.Н., Колосков А.В.* Плагиоклазы четвертичных эффузивов и малоглубинных интрузивов Камчатки. Новосибирск: Наука, 1976.
7. Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968. 592 с.
8. Геология СССР. М.: Недра, 1964. Т. 31, ч. 1.
9. *Гзовский М.В.* Основные вопросы тектоно-физики и тектоника Байджанского антиклинория. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

10. *Горячев А.В.* Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М.: Наука, 1966.
11. *Елисеев Н.А.* Структурная петрология. Л.: Наука, 1967.
12. *Заварицкий А.Н.* Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 2.
13. *Книппер А.Л.* Некоторые вопросы тектонического положения и становления альпийских перидотитов в верхней части земной коры. — В кн.: Вулканизм и тектогенез. М.: Наука, 1968.
14. *Ковылин В.М.* Стрoение земной коры Японского моря по данным геофизических исследований: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: Изд-во МГУ, 1973.
15. *Колосков А.В.* Особенности становления интрузии малых глубин (на примере Центральной и Юго-Восточной Камчатки): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1969.
16. *Колосков А.В., Флеров Г.Б.* Механизм образования и особенности состава гипабиссального массива гранитоидов (Камчатка). — В кн.: Магма глубинных камер. М.: Наука, 1970.
17. *Колосков А.В., Рудич К.Н., Алискеров А.А.* Особенности интрузивного магматизма и связанной с ним рудной минерализации Курило-Камчатской островной дуги. — Вулканология и сейсмология, 1979, № 3.
18. *Коренбаум С.А.* Петрохимические особенности гранитоидов Японо-Курило-Камчатской островной дуги (Япония, Сахалин, Курильские острова, Камчатка). — В кн.: Петрология, петрохимия магматических и метаморфических пород. Владивосток, 1975.
19. *Красный Л.И.* Схема геолого-структурного районирования Охотского моря и окаймляющих его складчатых сооружений. — ДАН СССР, 1956, 107, № 1.
20. *Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965.
21. *Маракушев А.А.* Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965.
22. Мезозойские и кайнозойские пояса. М.: Мир, 1977. Т. 1, 2.
23. *Обоуэн Ж.* Геосинклинали: Проблемы происхождения и развития. М.: Мир, 1967.
24. *Оптические и петрохимические исследования магматических образований Центральной Камчатки.* М.: Наука, 1967.
25. *Полканов А.А.* Основные положения генетической систематики интрузивных тел. — Изв. АН СССР. Сер. Геол., 1945, № 5.
26. *Поляк Б.Г.* Геотермические особенности области современного вулканизма (на примере Камчатки). М.: Наука, 1966.
27. *Прохоров К.В.* Третичные гранитоиды Камчатки. М.: Наука, 1964.
28. *Пуцаровский Ю.М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972.
29. *Пэк А.В.* Трещинная тектоника и структурный анализ. М.: Изд-во АН СССР, 1939.
30. *Родников А.Г.* Островные дуги западной части Тихого океана. М.: Наука, 1979.
31. *Свешникова Е.В.* Магматические комплексы центрального типа. М.: Недра, 1973.
32. *Святловский А.Е.* Очерк истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки. М.: Наука, 1967.
33. *Селиверстов В.А.* Офиолиты Восточной Камчатки. — В кн.: Петрологические исследования базитов островных дуг. М.: Наука, 1978.
34. *Сергеев К.Ф.* Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976.
35. *Симбирев И.Б., Симбирева И.Г.* Механизм образования и динамики развития кольцевых магматических комплексов Камчатки. — Бюл. вулканол. ст., 1978, № 55.
36. *Смирнов Я.Б., Сугрбов В.М.* Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. Карта измеренного и фонового теплового потока. — Вулканология и сейсмология, 1980, № 1.
37. *Томсон И.Н., Фаворская М.А.* Рудоконтролирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения. — Сов. геология, 1968, № 10.
38. *Флеров Г.Б., Колосков А.В.* Щелочной базальтовый магматизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976.
39. *Формации и фации верхнемеловых и кайнозойских образований Центральной Камчатки.* М.: Наука, 1968.
40. *Хубуная С.А., Колосков А.В.* Об анортзитовой тенденции в ходе эволюции магматизма островных дуг. — В кн.: V симпозиум по геохимии магматических пород. М., 1979.

41. Чайников В.П., Репечка М.А. О подводном вулканизме в Японском море. — ДАН СССР, 1967, 168, № 5.
42. Шанцер А.Е. Этапы развития палеорельефа. — В кн.: История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока: Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974.
43. Шилин Н.П., Волинец О.Н. Формация габбро-плагиогранитов верхнемелового-палеогенового возраста. — В кн.: Формации и фашии верхнемеловых и кайнозойских магматических образований Центральной Камчатки. М.: Наука, 1968.
44. Штрейс Н.А., Макарычев Г.Н. О соотношениях между магматизмом и структурами геосинклинальных систем. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1969.
45. Эрлих Э.Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 243 с.
46. Anderson E.M. Cone-cheets and ring dykes: The dynamical explanation. — Bull. Volcanol. Ser. 2, 1937, vol. 1, p. 35.
47. Hays J.D., Ninkovich D. North-Pacific deep-sea ash chronology and age of present Aleutia under-thrusting. — Geol. Soc. Amer. Mem., 1970.
48. Hotta H. Stability of the Crust-Mantle structures and Tectonics of the Island Arc and Trench System. — J. Phys. Earth., 1970, vol. XVIII, N 1.
49. Ichikawa K., Murakami N., Hase A., Wadatsumi K. Late mesozoic igneous activity in the innerside of southwest Japan. — Pacif. Geol., 1968, N 1, p. 97—118.
50. Miyashiro Akiho. Classification, characteristics and origin of ophiolites — J. Geol., 1975, 83, N 2, p. 269-281.

УДК 552.231.14

Ю.П. МАСУРЕНКОВ

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВУЛКАНОВ В ЗОНАХ ОСТРОВНЫХ ДУГ

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВУЛКАНОВ НА ПОВЕРХНОСТИ ПЛАНЕТЫ

В настоящее время на земном шаре насчитывается 808 действующих вулканов. Автором данной статьи принято деление действующих вулканов мира, которое отвечает следующим структурно-тектоническим позициям: 1) океанические впадины; 2) островные дуги (сложно построенные и элементарные или, что то же самое, — зрелые и молодые); 3) орогены; 4) континентальные платформы.

Вулканы и интенсивность вулканизма распределяются между этими структурами неравномерно: наиболее вулканичными являются сложно построенные островные дуги (табл. 1). Здесь сосредоточено наибольшее количество вулканов, наблюдается наибольшая их концентрация на единицу площади, они расположены наиболее плотно в рядах, характеризуются наибольшим количеством эруптивных циклов, т.е. это самые активные вулканы.

Несмотря на неравномерность распределения вулканов на земной поверхности, наблюдается их четкая структурно-геологическая закономерность. Существо ее состоит в одновременном увеличении вулканичности и мобильности глобальных структур. Наиболее интенсивные, контрастные и разнородные тектонические движения свойственны сложнопостроенным островным дугам. Именно с этими структурами связаны наиболее многочисленные и интенсивные проявления современного вулканизма. Здесь особо важным является не столько собственно интенсивность тектонических движений, сколько их контрастность и разнохарактерность (вер-

Таблица 1

Интенсивность современного вулканизма в глобальных структурах Земли*

Признаки интенсивности вулканизма	Океаны	Островные дуги		
		элементарные	Сложные	По дугам в целом
Количество действующих вулканов	109	167	324	491
Плотность вулканов на 1 млн м ² **	0,4			16,4
Плотность вулканов в рядах, км/вулкан***	90; 50	57; 50	49; 41	54; 44
Количество извержений с XV в.	270	529	1657	2186
Количество извержений на 1 вулкан с XV в.	2,4	3,2	5,1	4,4

* Таблица составлена в основном по данным В.И. Влодавца [7].

** Площадь структур оценивалась по гипсографической кривой В.Н. Степанова.

*** Приведены результаты разных способов подсчета.

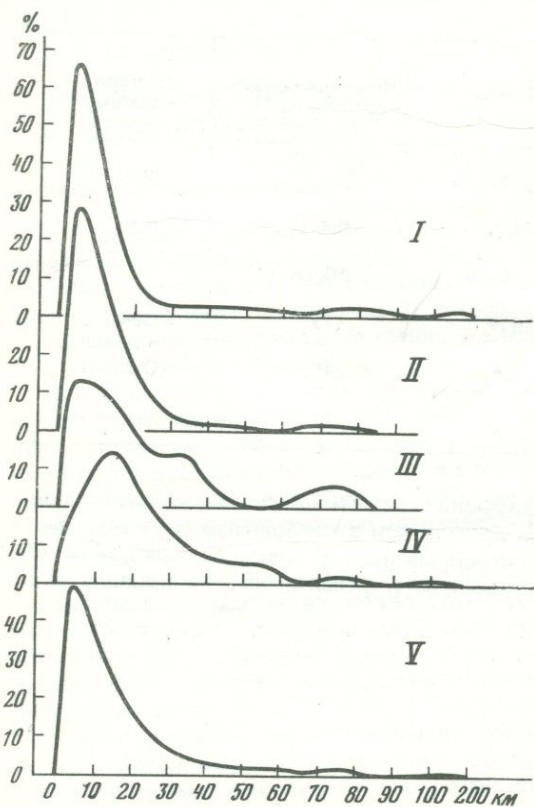
Таблица 1 (окончание)

Признаки интенсивности вулканизма	Орогены	Континентальные платформы	Планета в целом
Количество действующих вулканов	123	85	808
Плотность вулканов на 1 млн. м ² **	8,2	0,4	1,6
Плотность вулканов в рядах, км/вулкан***	79; 62	90; 65	
Количество извержений с XV в.	417	173	3046
Количество извержений на 1 вулкан с XV в.	3,4	2,0	3,8

тикальные и горизонтальные, дизъюнктивные и пликативные) в сочетании с интенсивностью. Всеми этими признаками в наибольшей мере обладают сложнопостроенные (зрелые) островные дуги. В элементарных или молодых островных дугах общее поднятие и складчатость не проявлены в столь полной мере.

**ЛОКАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ВУЛКАНОВ
И КОЛЬЦЕВЫЕ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ
КАК ЭЛЕМЕНТАРНЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ЯЧЕЙКИ ВУЛКАНИЗМА —
ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ЦЕНТРЫ**

Для выявления характера распределения вулканов в конкретных структурах были предприняты измерения всех кратчайших расстояний между соседними вулканами (включая и четвертичные) Камчатки, Курильских островов, Японии и Индонезии (о-ва Ява и Флорес). Результаты измерений представлены на рис. 1. Выясняется, что в течение четвертичного периода наиболее часто встречающееся расстояние между соседними вулканами составляло менее 10 км (модальный интервал 5–10 км): более 50% всех вулканов образуют группировки с таким интервалом между ними. Около 30% вулканов удалены друг от друга на 10–20 км и лишь немногим более 20% вулканов находятся на расстояниях более 20 км друг от друга. Такое распределение достигается благодаря локальным группировкам вулканов, внутри которых расстояния между ними существенно сокращены. Эта локальная концентрация вулканов и является искомым признаком пространственной и временной устойчивости вертикально протяженной системы, дренирующей глубинные зоны Земли. Однако поверхностные признаки такой системы не исчерпываются локальными группировками вулканов. Она имеет и структурное воплощение, которое на первых этапах исследования реализовалось в понятии районов наибольшей тектонической активности [13, 14], а затем было связано с представлением о купольно-кольцевых структурах [1, 10, 16, 17].



Используя только морфологические поверхностные признаки, закрепленные в топографических картах, космических снимках и аэрофотоснимках, автором была составлена схема размещения таких или подобных кольцевых структур на территории Курило-Камчатской

Используя только морфологические поверхностные признаки, закрепленные в топографических картах, космических снимках и аэрофотоснимках, автором была составлена схема размещения таких или подобных кольцевых структур на территории Курило-Камчатской

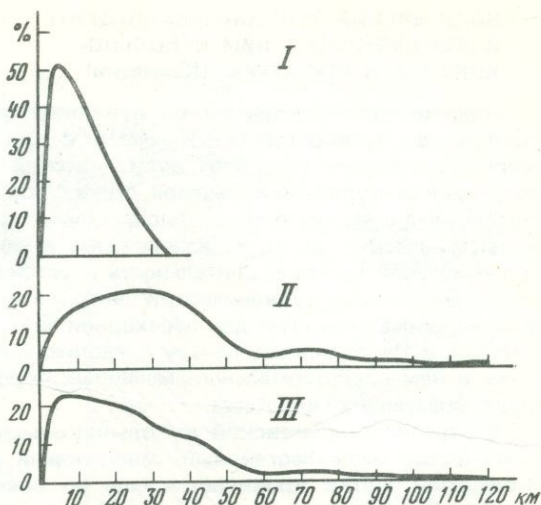
Рис. 1. Распределение расстояний между соседними вулканами (Q)

I — Индонезия, II — Камчатка, III — Курильские острова, IV — Япония, V — Западный сектор Тихоокеанского пояса

Рис. 2. Распределение вулканов по радиальным интервалам кольцевых структур

I — малые структуры,
II — большие структуры,
III — структуры в целом

зоны и Японии. Количество форм, интерпретируемых как кольцевые, распределилось следующим образом: Камчатка — 120, Курильские острова — 70, Япония — 144. Диаметры кольцевых разломов варьируют в очень широких пределах: от первых километров до 250—300 км. Для ответа на вопрос о том, в какой степени



выделенные кольцевые структуры являются вулканическими, следует обратиться к анализу соотношений структур с вулканами.

Нами были получены данные о количестве вулканов на площадях, описываемых в структурах 10-километровыми отрезками радиуса. Центр структур определялся как геометрический центр системы концентрических разломов, входящих в структуру. Обработаны данные по кольцевым структурам Камчатки и Японии как более достоверные сравнительно со структурами Курильских островов. В результате получена обобщенная картина распределения вулканов в кольцевой структуре как одна из форм поверхностного проявления локализованного потока глубинного вещества и энергии (рис. 2). Таким образом, плотность эндогенного потока, выражением которого может служить количество вулканов, в горизонтальном сечении распределяется неравномерно, образует локальные изометрические сгустки, устойчивые во времени и пространстве и совпадающие с кольцевыми структурами. Эти устойчивые сгущения потока интерпретируются как генетические звенья или ячейки вулканического пояса. Строение их в горизонтальном сечении также неоднородно: плотность потока (количество вулканов) возрастает к центру сгущения. Кольцевые структуры в подавляющей своей массе (более 90%) совпадают с такими сгущениями вулканов, более того, связь плотности вулканов с геометрией структур свидетельствует об их принадлежности к единой системе эндогенных дренажных систем.

Для получения более полной картины метрических характеристик генетических центров вулканизма приводятся данные объемов вулканических пород, накопленных в течение четвертичного времени через стратовулканы. Они варьируют в очень широких пределах; от первых десятков до 1—2 тыс. км³. Модальный интервал 0—100 км³ (37,0%). Средняя величина объема четвертичных вулканитов в средней купольно-кольцевой структуре Камчатки и Японии составляет 300 км³.

НАЛАЧЕВСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ЦЕНТР И СОПРЯЖЕННАЯ С НИМ КУПОЛЬНО- КОЛЬЦЕВАЯ СТРУКТУРА (Камчатка)

Один из детально изученных вулканических центров — Налачевский расположен на юго-востоке Камчатки в зоне перехода континентальной коры в океаническую. Этот вулканический центр совмещен с хорошо выраженной купольно-кольцевой структурой, история развития которой прослежена с верхнего мела. Выразительность проявления вулканических и тектонических форм, их взаимосвязь в единой четко локализованной динамической системе, длительность и устойчивость развития характеризуют Налачевский вулканический центр и купольно-кольцевую структуру как наиболее типичную для переходной зоны тихоокеанского типа [17]. Интерес к Налачевскому центру предопределяется также широким развитием в нем гидротермально-измененных пород и наличием современных рудообразующих гидротерм.

В строении Налачевской купольно-кольцевой структуры выделяются три яруса: мел-палеогеновый, миоценовый и плиоцен-плейстоценовый. Кольцевой мотив проявляется еще во время формирования нижнего яруса. Прежде всего это сказалось на характере пространственного распределения фаций геосинклинальных отложений мел-палеогенового яруса. Простирающиеся структуры мел-палеогенового яруса образуют четкий рисунок замкнутого овала с длинной осью, ориентированной на северо-запад.

Размещение разнофациальных типов верхнемиоценовых отложений на территории Юго-Восточной Камчатки вскрывает замечательную особенность геолого-структурного состояния области в это время. Оно заключается в прямом унаследовании структурно-фациальных зон, сложившихся еще в начале верхнего мела и устойчиво существовавших в период геосинклинального осадконакопления и складчатости. После периода орогенеза и пенеппенизации вновь четко выявляются Ганальская, Налачевская и Жупановская зоны примерно в тех же самых контурах и очертаниях. Однако на этом, новом этапе развития структурно-фациальные зоны претерпевают обращение тектонического режима и тем самым приобретают принципиально иное генетическое содержание. На месте верхнемеловой Налачевской котловины формируется овальное вытянутое в северо-западном направлении геодомоантиклинальное поднятие, а в прилегающих с юго-запада и северо-востока зонах локализуются синклинальные прогибы. Налачевская геодомоантиклиналь (120 X 70 км) возвышается над уровнем океана, в ее пределах размещается крупный вулканический центр.

Интенсивность и план дислокаций пород среднего яруса находятся в хорошем соответствии с выделенными структурно-фациальными зонами: роль жесткого срединного массива играла Налачевская геодомоантиклинальная зона, и сильно сжатые в складки отложения прогибов облекали купол и приспособлялись к его очертаниям.

Плутонизм завершает магматическую деятельность среднего структурного яруса. Исследователи единодушны в отнесении вулканических и плутонических фаций к одной комагматической вулканоплутонической формации. Это обосновывается на следующем: 1) близкий или одинаковый возраст интрузий и последних проявлений вулканизма, 2) единые структурные позиции, 3) подобные петрографический и химический составы, 4) наличие постепенных переходов от интрузивных тел через жерловые фации к фациям вулканическим и 5) обнаружение в вулканиках интрузив-

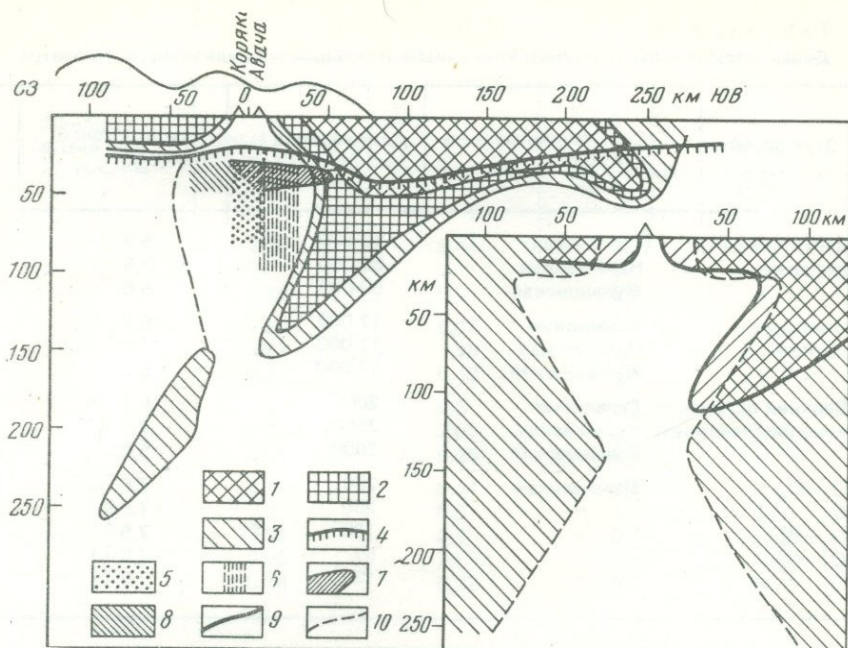


Рис. 3. Глубинный разрез Налачевской кольцевой структуры и прилегающей части акватории Тихого океана

1, 2, 3, — области сейсмичности в коре и фокальной зоне, сейсмическая активность в которых относится соответственно как 1:0,3:0,1; 4 — поверхность Мохорoviча; 5, 6 — области, экранирующие сейсмические волны, по С.А. Федотову, А.И. Фарберову [27] и по С.А. Федотову, О.В. Потаповой; 7 — аномальный низкоскоростной пласт в мантии (7,6–7,4 км/с), по данным С.Т. Балесты; 8 — область аномально низких скоростей в мантии; 9 — качественное изображение деформации поверхности в Налачевской структуре; 10 — приблизительная граница проникновения сейсмичности на СЗ с северной и южной стороны от асейсмического столба. На врезке — контуры асейсмических областей под вулканами Насу (сплошная линия) и О-Шима (штрих) — из А.И. Фарберова [27] с упрощениями

ных желваков, являющихся отверженцами кристаллизующихся эндоконтактов в очагах — интрузиях под вулканами [15].

Отложения верхнего структурного яруса, известные под названием алнейского комплекса в основном представлены наземными вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями.

Наземные фации вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород развиты в пределах Налачевской структурно-фациальной зоны, т.е. в центральной части купольно-кольцевой структуры. В Ганальской и Жупановской зонах, обрамляющих центральную часть структуры, широко распространены, кроме того, и фации, связанные с условиями отложения в водной среде. Таким образом, принцип структурно-фациального деления района, заложенный еще в период формирования верхнемеловой геосинклинали, сохраняется и в верхнем плиоцене. Необходимо отметить, однако, что деление на структурно-фациальные зоны в плиоцене уже не столь очевидно и безусловно, т.е. зоны не проявляются в виде контрастных по геодинамическому состоянию участков, как это наблюдалось нами ранее.

Т а б л и ц а 2

Динамические характеристики вулканизма Налачевского вулканического центра

Этап развития	Структурно-фациальная зона	Длительность t , тыс. лет	Площадь зон, S_{φ} , тыс. км ²
Верхний мел — палеоген	Ганальская	50 000	5,7
	Налачевская	50 000	7,5
	Жупановская	50 000	5,0
Олигоцен — миоцен	Ганальская	17 000	5,7
	Налачевская	17 000	7,5
	Жупановская	17 000	5,0
Верхний плиоцен — нижний плейстоцен	Ганальская	2000	5,7
	Налачевская	2000	7,5
	Жупановская	2000	5,0
$O_1 - O_2$	Налачевская	280	7,5
O_2	"	250	7,5
$O_2 - O_2^1$	"	100	7,5
$O_3 - O_3^1$	"	57	7,5
O_4	"	13	7,5

При описании вулкано-плутонических процессов среднего яруса мы подчеркивали приуроченность вулканических центров и интрузий к сводовой части купола [17]. В верхнем плиоцене ситуация повторяется. Реконструированные плиоценовые вулканы располагаются в наиболее высоко поднятых участках фундамента вблизи или прямо над захороненными центрами миоценового вулкано-плутонизма. Таким образом, преемственность и локализация в общей геодинамической обстановке плиоценового вулканизма вырисовывается достаточно наглядно.

Другая важная особенность пространственной локализации верхнеплиоценовых вулканов заключается в обязательной их приуроченности к местам интенсивной гидротермальной деятельности миоцена. Последняя выразилась в образовании обширных полей гидротермально-измененных пород типа вторичных кварцитов-опалитов-аргиллитов. Эти изменения не проникают в перекрывающие их образования верхнего плиоцена. В этом смысле гидротермальные процессы, завершившие более ранний тектоно-магматический цикл, служили одновременно начальным и подготовленным этапом для новой вспышки магматизма. Она проявилась в виде образования вулканических аппаратов над участками гидротермально-измененных пород. Эти наблюдения дают основание увидеть в привычном понимании гидротермальной деятельности как постмагматического процесса частный случай менее жестких отношений лито- и гидротермальных систем.

Выполненный автором детальный анализ новейших движений выявил четкую приуроченность четвертичных вулканов к купольному воздыманию центральной части структуры. Современная активность Налачевского вулканического центра и сопряженной с ним купольно-кольцевой структуры, помимо деформаций поверхности, наличия действующих вулканов и гидротерм, иллюстрируется пространственным распределением сейс-

Площадь эквиплозий ПЭК S_3 , тыс. км ²	Объем вулканитов, V , тыс. км ³	$\frac{V}{t}$, км ³ /тыс. лет	$\frac{V}{tS_3}$, км/тыс. лет · 10 ⁻⁴	$\frac{V}{tS_3}$, км/тыс. лет · 10 ⁻⁴
—	22,0	0,44	0,77	—
—	0	0	0	—
—	10,0	0,2	0,4	—
	2,8	0,16	0,3	—
	33,7	1,98	2,6	—
	3,2	0,19	0,4	—
—	0,6	0,3	0,5	—
1,0	5,3	2,65	3,5	26,5
—	0,5	0,25	0,5	—
0,2	0,4	0,14	0,2	7,1
0,4	0,2	0,8	1,1	20,0
0,4	0,05	0,5	0,7	12,5
1,0	0,95	16,66	22,2	166,7
1,0	0,09	6,92	9,2	69,2

мичности. Эти данные представляют особый интерес, так как позволяют включить в рассмотрение глубинные зоны структуры, в том числе мантию.

Как показал детальный анализ поинтервального распределения сейсмичности в недрах Налачевской структуры [8, 9], в ее центральной стержневой зоне существует асейсмичная область (рис. 3). Асейсмичное тело имеет сложное внутреннее строение: оно неоднородно по скоростным свойствам и по проходимости сейсмических волн. Несомненно, что в своей верхней части близ границы с корой оно имеет разлинзованно-слоистое строение, именно в верхней половине расположены объемы с аномально поглощающими свойствами. Указанный спектр свойств в данном случае и в аналогичных зонах под другими действующими вулканами все исследователи единодушно объясняли присутствием расплавов в этих зонах. Это естественно при том очевидном обстоятельстве, что расплавы здесь время от времени изливаются на поверхность.

Каплевидная или подобная ей форма асейсмического тела, повторяющаяся для некоторых изученных вулканов или их групп (Асамо-Якеяма, О-Шима, Насу [26]), наводят на мысль о всплывающей капле разуплотненного вещества, подобного, но не аналогичного "астенолитам" В.В. Белоусова [5]. Полная аналогия была бы неправомерна, потому что вещество это многофазно, расслоено и не может отвечать по составу базальтам — слишком велики в нем скорости продольных волн.

Динамика вулканического процесса в ходе развития кольцевой вулкано-структуры показана в табл. 2. Привлекает внимание изменение пространственной локализации вулканизма: смещение вулканической активности с периферических Ганальской и Жупановской зон к центру структуры — в Налачевскую зону. Как мы видели выше, это было связано с принципиальной перестройкой структуры — инверсией тектонического режима и куполообразованием в центральной зоне. Поэтому мел-палео-

геновый этап развития вулканизма следует выделить в крупный самостоятельный цикл.

Следующий цикл вулканизма охватывает период формирования среднего и значительную часть верхнего ярусов. Он продолжался, по-видимому, до начала верхнего плейстоцена. Характерная его особенность — постепенное сокращение объемов вулканитов и пульсирующее изменение мощности (V/t) и удельной мощности (V/tS) вулканизма в последовательных этапах или ритмах развития.

Вулканизм верхнего плейстоцена и голоцена следует выделить в новый цикл — настолько резко он отличается по объему вулканитов и мощности процесса от предшествующего. Это обстоятельство отражается и в характере структурных превращений вулканического центра. В течение всего второго цикла вулканизма Налачевская структурно-фациальная зона развивалась как пульсирующий купол, периодически осложняемый сводовыми депрессиями кальдерного типа. Этот процесс к началу верхнего плейстоцена в значительной мере деградировал, структура стала распадаться на блоки, а область наибольшей интенсивности поднятий сместилась к востоку.

В этом же направлении отмигрировали и центры верхнеплейстоценово-голоценовых эксплозий [17]. Смещение тектоно-магматической активности с середины купольной структуры, ознаменовавшее начало нового цикла вулканизма, нашло отражение и в строении глубинных зон вулканического центра — сдвинутом положении асейсмичной зоны относительно свода Налачевского купола.

КАРЫМСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ЦЕНТР В СИСТЕМЕ ВОСТОЧНОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА КАМЧАТКИ

Восточный вулканический пояс Камчатки, фрагментом которого является Карымский вулканический центр, расположен в Восточно-Камчатской структурно-фациальной зоне. Набор формаций, мощность, складчатость и метаморфизм позволяют уверенно относить эту структуру к геосинклинальной, формировавшейся в верхнемеловое и палеогеновое время. Геосинклинальные условия на рассматриваемой территории отмечаются и для олигоцен-миоценового времени, характеризующегося преимущественно терригенным осадконакоплением. При этом произошло сокращение площади геосинклинального бассейна за счет поднятия в тектонических зонах прилегающих областей, в частности Налачевской поперечной структуры.

На пересечении этой структуры, идентифицируемой как глубинная шовная зона, с продольной зональностью геосинклинально-складчатой системы еще в верхнемеловое-палеогеновое время возникла Налачевская кол:цевая структура, которая и была конечным звеном, замыкающим рассматриваемый отрезок Восточного вулканического пояса с юго-запада. Карымский вулканический центр и соответствующая ему купольно-кольцевая структура являются следующим к северо-востоку звеном Восточного вулканического пояса. В его строении принимают участие плио-плейстоценовые вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, формирующие верхний структурный ярус.

Неогеновые образования, отвечающие начальным этапам развития вулканического центра, представлены осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами щапинской, сторожевской свит и тум-

Итак, основные этапы эволюции вулканизма в Карымской кольцевой структуре "отбиваются" мощными эксплозиями пирокластики кислого и среднего состава, начинающимися и пространственно предопределяющими содержание очередного вулканического ритма. Со среднего плейстоцена прогрессивно усиливается тенденция к пространственно временному распаду вулканического процесса. Индивидуализация отдельных участков (секторов) структуры достигает максимума в течение последнего (четвертого) ритма вулканизма.

Основой стратиграфического расчленения вулканогенных образований Карымского центра, анализа его развития и палеогеологических реконструкций является закономерная перемежаемость в разрезах двух крупных генетически и вещественно различных элементов: пирокластических покровов и смешанных эффузивно-пирокластических комплексов. Первые имеют состав андезитов, дацитов и образовались при многовыходных извержениях пирокластических потоков и "палящих туч". Вторые обычно связаны со стратовулканами и по составу отвечают базальтам, андезитобазальтам, реже андезитам и дацитам. Таким образом, в этом закономерно перемежающемся членении элементов геологического разреза непосредственно запечатлена ритмичность вулканического процесса по веществу и способу извержения.

Выделив таким образом ритмы вулканизма, мы можем оценить их некоторые динамические характеристики и проследить направление эволюции (рис. 4). При такой системе ритмизации распределение объемов извергнутых вулканогенных образований центра во времени имеет строго прямолинейный характер (логарифмическая шкала времени). Это свидетельствует о неслучайности появления определенного объема вещества вулканитов на поверхности Земли в определенное время жизни вулканического центра. Количественная связь "время—объем" может быть использована как инструмент познания скорости генерации расплавов в динамической системе термогена. Если в качестве первого приближения использовать количество извергаемого вещества как меры для оценки скорости генерации, то это можно сделать по следующей зависимости: $V = 323 \lg t - 337,5$, где V — объем извергнутого материала (км^3), t — время в тыс. лет. Из установленной зависимости видно, что интенсивность поступления глубинного вещества к поверхности непостоянна и закономерно меняется во времени. Процесс направлен и это не оставляет никаких сомнений в окончательном его результате — полное прекращение извержений. Выведенная зависимость даже отвечает на вопрос, когда это событие должно произойти. Согласно приведенному графику (см. рис. 4), вулканизм в значительных объемах (десять кубических километров материала) исчерпал себя еще в конце верхнего плейстоцена: прямая пересекается с осью абсцисс возле 11 тыс. лет. Оценка величины вероятной ошибки дает интервал примерно 4—20 тыс. лет назад. Следовательно, в настоящее время и в последующем у нас уже нет оснований ожидать катастрофических извержений в Карымском вулканическом центре. Развитие его по этому параметру фактически прекратилось, и образование Карымской и Семьячической кальдер 8 и 15 тыс. лет назад с извержением 5 и 6 км^3 пирокластического материала было финальным событием такого рода в структуре.

Прямолинейная зависимость "время—объем" может создать ложное представление о равномерности поступления материала на поверхность Земли. О том, что это далеко не так, можно судить по графику (см. рис. 4). Скорость истечения материала, рассчитанная для ритмов в целом,

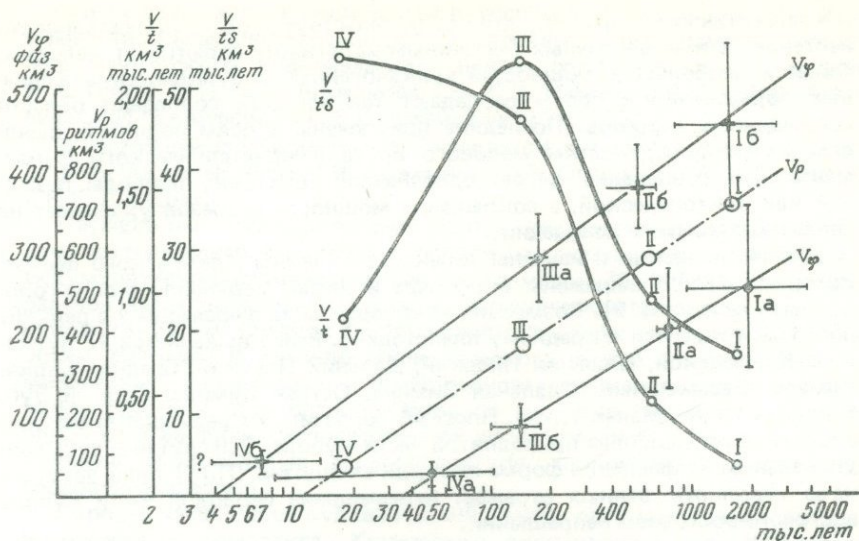


Рис. 4. Динамика развития вулканизма Карымского вулканического центра
 V_p — объем вулканитов для ритмов (I—IV) в целом; V — объем вулканитов по фазам: а — пирокластическим, б — эффузивным; V/t — мощность вулканизма по ритмам, $\frac{V}{tS}$ — удельная мощность вулканизма по ритмам. Крестики — интервалы доверия

менялась весьма существенно и закономерно. В ней отражается этапность развития центра: первый и второй ритмы расположены на восходящей ветви развития (0,67 и 0,96 км³/тыс. лет), третий ритм соответствует кульминации (2,12 км³/тыс. лет), четвертый — завершению (0,87 км³/тыс. лет). Весьма показательным, что удельная интенсивность вулканизма (объем, отнесенный к единице времени и площади эксплозии — ПЭК) при этом непрерывно увеличивается: 3, 11, 46, 54 км³/тыс. лет. Но сокращение ПЭК идет столь интенсивно, что в целом вулканизм отмирает.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ЦЕНТРЫ ЮЖНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТКИ

В качестве примера вулканических центров, расположенных в различных структурных зонах Камчатки, помимо Налачевского и Карымского, остановимся на Ключевском и Паужетском.

Ключевской вулканический центр, являясь фрагментом Восточного вулканического пояса, расположен в северной части Центральной Камчатской депрессии. В качестве основного элемента ее строения в пределах вулканического центра обычно выделяется сводово-глыбовое поднятие, контролирующее размещение вулканов [7, 9, 22].

Принципиально важным представляется установление природы купола — тектоническая или аккумулятивная. В пределах Ключевского вулканического центра мел-палеогеновые отложения имеют мощность 1—4 км и распределяются по площади крайне неравномерно. Сходные значения мощности имеют отложения верхнего яруса. Отмечается подобие пространственного распределения мощностей мел-палеогенового и нео-

ген-четвертичного ярусов, что свидетельствует об унаследованности неогеновых и четвертичных тектоно-магматических событий от меловых. Области наибольших мощностей вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований в целом совпадают так же, как совпадают области сокращенных разрезов. Последние приурочены к осям поднятий, выявляемых по поверхностям мелового яруса и кристаллического фундамента. Это совпадение делает однозначной трактовку природы поднятий как тектонической, а сокращение мощности разрезов указывает на связь с механизмом денудации.

Сейчас известны и изучены только те вулканы Ключевского центра, которые хорошо выражены в рельефе и имеют верхнеплейстоцен-голоценовый возраст [19]. Возможно, некоторая часть выраженных в рельефе построек относится к среднему плейстоцену. Всего выделяется 12 вулканов: Ключевской, Ближний Плоский, Дальний Плоский, Средняя Сопка, Камень, Безымянный, Овальная Зими́на, Острая Зими́на, Горный Зуб, Большая Удина, Малая Удина, Плоский Толбачик. Их размещение всецело соответствует наиболее приподнятой части купола. Вытянутая в субмеридиональном направлении форма площади эксплозий (ПЭК) лишь частично из-за неполноты данных отражает перемещение сводовой части купола в юго-юго-восточном направлении.

Общий объем вулканических и вулканогенно-осадочных пород, связанных с неоген-четвертичным этапом развития Ключевского вулканического центра, составляет приблизительно 16400 км^3 . На четвертичное время, по оценкам В.А. Ермакова, приходится 4000 км^3 . Объем стратовулканов, исключая лавы плато-комплексов, составляет 1450 км^3 [17]. Накопление этого количества материала осуществлялось преимущественно действием вулканических аппаратов, сосредоточенных в середине центра — в сводовой части тектонического купола. Здесь распространены главным образом собственно вулканогенные фации: лавы, пирокластика, экструзивные образования с полным набором отложений, связанных с вулканическими извержениями почти всех известных типов: ареальных, линейных, центральных, гавайских, стромболианских, палейских, плинианских и т.д. Периферия вулканического центра, совмещенная со склонами тектонического купола или участками относительного прогибания на его периферии, служит областью накопления сложных вулканогенных и главным образом вулканогенно-осадочных отложений. Существенную часть в них занимают ледниковые, водно-ледниковые и водные отложения, представляющие собой продукты разрушения вулканогенных образований в середине центра. Таким образом, распределение вулканогенных и вулканогенно-осадочных фаций в Ключевском вулканическом центре имеет четкую концентрическую зональность. Она отражает, с одной стороны, гнездовое или очаговое расположение вулканических аппаратов в центре, с другой — его геодинамику, а именно — куполообразное тектоническое поднятие центра с относительным погружением его периферии.

Ключевской вулканический центр очень четко обособляется от других вулкано-тектонических элементов Восточного вулканического пояса. Это обособление осуществляется изолированным расположением компактной группы вулканов, удаленной от вулканов других центров более чем на 35 км. К не менее важным факторам обособления и индивидуализации Ключевского вулканического центра относится тектоника — его связь с тектоническим куполом, вложенным в Центрально-Камчатскую депрессию.

Паужетский вулканический центр расположен на южном окончании Камчатки. Сведения о геологическом строении, вулканизме и гидротермах Паужетского вулканического центра содержатся в публикациях Б.И. Пийпа [21], С.Е. Апрелькова [3], С.И. Набоко [20, 21], В.В. Аверьева и В.И. Белоусова [2], В.С. Шеймовича и др. [29].

В настоящей статье данные о Паужетском вулканическом центре приводятся по материалам Н.Н. Кожемяки, Н.В. Огородова, А.А. Важевской и Н.Е. Литасова.

Паужетскому вулканическому центру соответствует кольцевая вулкано-тектоническая структура с основным тектоническим элементом — аккумулятивно-тектоническим сводом размером 35 X 55 км. В его центральной части расположена вулкано-тектоническая депрессия с поперечником 20—25 км. Средняя глубина просадки депрессии составляет 600 м, объем 300 км³. В строении вулканического центра принимают участие миоценовые, плиоценовые и плейстоценовые вулканогенные и вулкано-осадочные образования. Основной тип вулканического сооружения — стратовулкан. Расположение их весьма плотное, в плане образуют крупную субкольцевую морфоструктуру, окружающую центральную сводовую депрессию.

Породы, слагающие вулканический центр, расчленяются на два разновозрастных комплекса: Курильский вулкано-осадочный (средний-верхний миоцен) и озерновский вулкано-осадочный (верхний плиоцен-нижний плиоцен). В пределах Паужетской депрессии выделяется специфический комплекс вулкано-осадочных озерных отложений, состоящий из туфогенных песчаников, туфов, пеплов, алевролитов, туфоконгломератов и т.д. Фациальный состав отложений пестр, изменчив по мощности и простираению. Общая мощность их составляет 650—800 м. Внутридепрессийная толща накапливалась с перерывами в течение верхнего плиоцена—плейстоцена.

В течение четвертичного периода в Паужетском вулканическом центре сформировалось около 20 вулканов и вулканических массивов. Крупнейшие из них — Явинский, Третья речка, Дед-Баба, Кошелевский, Камбальный, Дикий Гребень, Ильинский, Желтовский. Вулканы расположены вокруг депрессии, лишь Дикий Гребень и часть вулканов Камбального хребта относятся к внутрикальдерным.

Значительное место в геологии Паужетского вулканического центра занимают четвертичные пемзовые и туфоигнимбритовые образования. Общий объем их составляет около 150 км³. Центрами извержения, помимо Паужетской депрессии, интерпретируемой как кальдера [18, 28], были и отдельные многочисленные аппараты, расположенные за ее пределами на склоне купола. Извержения кислой пироклаستيки происходили в среднем плейстоцене и голоцене. Общий объем вулканических пород верхнеплиоцен-плейстоценового времени, накопленный в Паужетском вулканическом центре, составляет около 1000 км³.

ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ЦЕНТР КАК ПРОЕКЦИЯ ЭНДОГЕННОЙ ДИНАМИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ

Для диагностики вулканических центров было бы необходимо и достаточно выделить такие признаки и связи, которые обособляют их от среды как индивидуализированные тела и как динамические системы. По существу этой задаче и было посвящено описание геологии вулканических центров. Выделено достаточно много признаков, которые могут служить

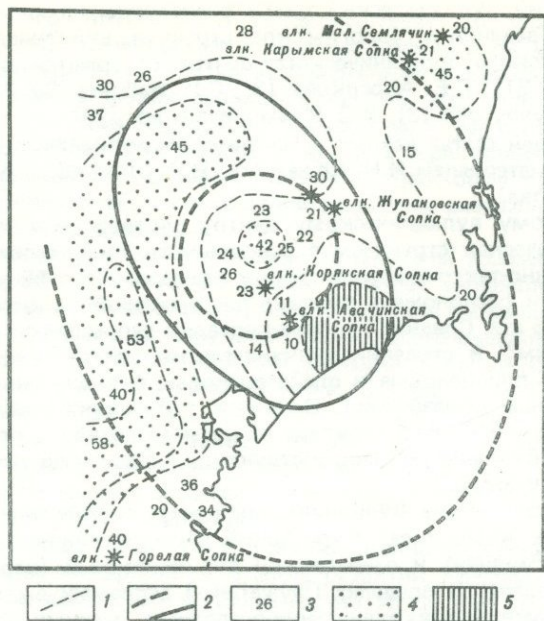


Рис. 5. Распределение максимальных значений кремнщелочного коэффициента ($\text{SiO}_2 \cdot \frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O}}$ в вес. %) в магматических породах Налачевского вулканического центра

1 — условные изолинии равных значений кремнщелочного коэффициента; 2 — контуры кольцевой структуры по осям кольцевых поднятий (сплошная линия) и погружений (штрих) мел-палеогенового фундамента; 3 — значения кремнщелочного коэффициента для конкретных участков структуры; 4 — области высокой степени гранитизации коры; 5 — область низкой степени гранитизации коры

в качестве руководящих при диагностике. И все же следует признать, что эти признаки еще не содержат достаточного основания для идентификации центров как динамических систем.

Определенные указания на такую возможность содержатся в сочетании куполообразования с вулканическими проявлениями центра. Эта связь требует более подробного анализа.

Первым шагом в этом направлении может быть установление особенностей латерального распределения химического состава вулканических пород в пределах центра. Для точной пространственной привязки и уменьшения фактора случайности был выбран средний химический состав пород стратовулканов, отнесенный к месту излияния — кратеру. Распределение большинства окислов в вулканитах по поверхности центра оказалось неслучайным. Оно имеет концентрически-зональный характер с практически совпадающими центрами структурной и химической зональности (рис. 5).

Вторым шагом в направлении идентификации вулканического центра с системой локализованного эндогенного потока вещества может служить количественная оценка зависимости химического состава вулкаников от расстояния вулканов до центра структуры (рис. 6).

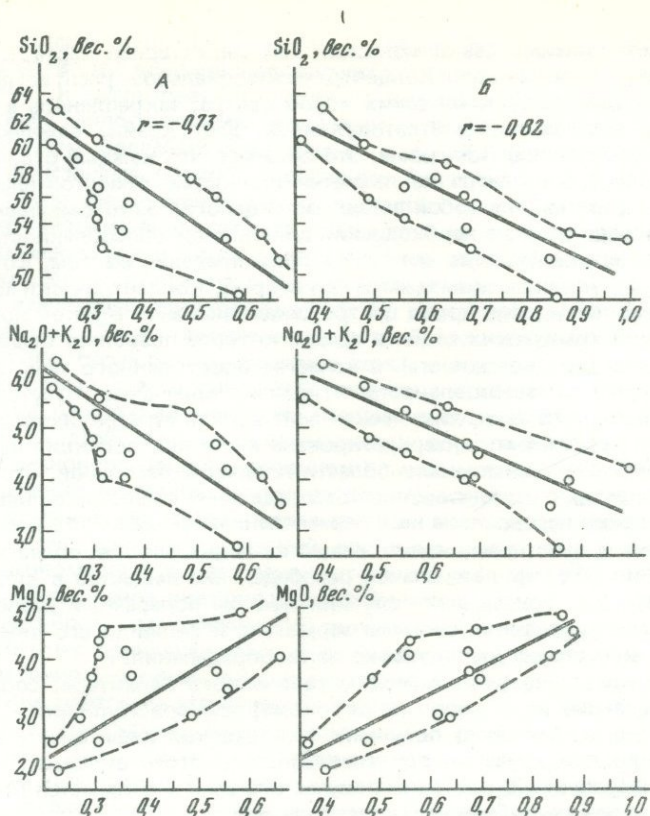


Рис. 6. Корреляция между средним содержанием некоторых окислов в породах стратовулканов и расстоянием последних до центра Карымской кольцевой структуры

А — контур и центр структуры определены как среднее из суммы морфометрических данных; Б — контур и центр структуры приняты по депрессии, выявленной по карте разницы высот между базисными поверхностями речных долин четвертого — пятого порядков (см. рис. 4)

Коэффициент корреляции между средней концентрацией окислов в расплавах и местом их генерации в Карымской структуре достигает величины 0,73–0,82 (0,33–0,92 в генеральной совокупности). Его значение позволяет уверенно связывать закономерности формирования состава магм и купольно-кольцевого структурообразования в единую систему.

Случайность пространственного совмещения этих факторов, обеспечившая столь сильную связь между ними, исключается как высоким уровнем связи, так и повторяемостью в других центрах, например в Налачевском, Паужетском и Ключевском.

Следует обратить внимание на то, что вследствие невозможности показать место извержения одной точкой из рассмотрения были исключены пирокластические покровы, состав которых (до липаритов) и место извержения (центр структуры) в еще большей степени усиливают очевидность связи повышенного кремнщелочного потока с серединой ку-

пола. Этот признак давно известен как характерная черта купольно-кальдерных комплексов. Концентрически-зональное распределение химических свойств вулканических пород центра, закрепленное в средних значениях состава пород стратовулканов, дает крайне важную генетическую информацию. Во-первых, это означает, что каждый отдельно взятый стратовулкан центра не является полностью самостоятельной системой, а представляет собой лишь часть целого. Закономерная связь с целым лишает вулкан необходимой для полной обособленности свободы — ведь средний состав его пород предопределен местом, которое он занимает в вулканическом центре. Во-вторых, концентрически-зональное распределение составов пород центра свидетельствует о таком локальном возмущении химических свойств среды, которое позволяет выделить это возмущение (неоднородность) в качестве обособленного тела, обладающего чертами самостоятельности — наличие признаков, отсутствующих в окружающей среде. В-третьих, химическая зональность стратовулканов такова, что она не может быть интерпретирована иначе как проекция на поверхность химической зональности области генерации расплавов. Столь высоко и закономерно организованное распределение вещества в области магмообразования переносит на него перечисленные выше выводы об индивидуализации и внутренней связи вещества и движения в области магмообразования. Изучив латеральное распределение вещества в вулканическом центре, мы тем самым получили как бы поперечный разрез вертикально ориентированной системы термогена и выявили его внутреннюю вещественную структуру на уровне магмообразования.

И, наконец, еще один вывод методического характера: соподчиненность отдельных вулканов их закономерной совокупности — центру чрезвычайно ограничивает получение генетической информации о магмообразовании при изучении одного отдельно взятого вулкана, тем более одного извержения. В последнем случае она если и отличается от нуля, то однозначно не может быть интерпретирована.

Динамика системы термогена, подвижность и изменчивость внутренних связей в нем иллюстрируется корреляцией химического состава вулканитов с динамическими параметрами структуры — интенсивностью куполообразования. Химический состав зоны магмообразования формируется и меняется согласованно с вертикальными колебаниями купольно-кальдерной структуры; эти две принципиально разные формы движения материи здесь взаимосвязаны. Характер их связи выделяет вулканический центр и вмещающую его структуру из окружающей геологической среды как обособленную специфически организованную систему.

ОСНОВНЫЕ ИТОГИ ИЗУЧЕНИЯ ЛАТЕРАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВУЛКАНОВ И СТРОЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЦЕНТРОВ — ЭЛЕМЕНТАРНЫХ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Вулканы островных дуг делятся на пространственные ассоциации молодых и зрелых островных дуг. Дальнейшее расчленение вулканических ассоциаций и количественная характеристика выделяемых масштабных классов наталкивается на отсутствие единого представления о масштабности и соподчиненности более дробного структурно-тектонического районирования тектоносферы. Преодоление этой трудности мы видим в подходе к проблеме с другой стороны — отыскании элементарной ячейки иерархической системы, в нашем случае — вулканического пояса

или ассоциации вулканов в целом. В ней должны содержаться все основные свойства вулканизма как процесса, развернутого во времени и пространстве, и реализоваться основные закономерности его взаимосвязи с другими геологическими явлениями — тектоникой, метаморфизмом, образованием полезных ископаемых и др. Комбинации элементарных ячеек вулканизма создают ассоциации более высших порядков. В качестве такой элементарной ячейки выступает обособленная динамическая вулканотектоническая система, определяемая в настоящей работе как вулканический центр. Склонность вулканов образовывать пространственные скопления, концентрироваться в виде вулканических центров является важнейшей закономерностью их распределения в геологическом пространстве. Такие скопления вулканов ассоциируются с купольно-кольцевыми структурами, поэтому поиск и идентификация вулканических центров осуществлялись следующими способами: 1) статистическая обработка расстояний между вулканами в вулканических поясах и выявление на этой основе закономерности образования ими скоплений; 2) дистанционное дешифрирование кольцевых структур и исследование распределения вулканов внутри таких структур; 3) детальное геологическое изучение некоторых вулканических центров, проявленных в различной структурно-тектонической обстановке, для определения основных закономерностей вулканотектонического процесса в подобных центрах. Соединение указанных способов исследования обеспечило высокую надежность идентификации вулканических центров и позволило установить их принадлежность к закономерному фактору латерального распределения вулканов, а не к случайной концентрации вулканов. Вулканические центры — это основная форма проявления вулканизма в элементарных (молодых), сложнопостроенных (зрелых) островных дугах и орогенах. Так, например, в северо-западном секторе Тихоокеанского кольца на территории Японских, Курильских островов и Камчатки установлено около 70 вулканических центров, вложенных в кольцевые структуры. Поперечники центров и соответствующих им структур колеблются от 20 до 300 км и в среднем составляют 75—100 км.

Вулканотектонические структуры, подобные выделяемым в настоящей работе вулканическим центрам, были описаны и ранее [4, 6, 12, 23, 24, 26]; хороший обзор подобных структур приводят И.В. Лучицкий и Е.В. Свешникова [11, 25]. Очень много аналогий усматривается между вулканическими центрами, в нашем понимании, и "горячими точками". Однако изученность таких вулканотектонических структур, судя по имеющимся публикациям, еще недостаточна для того, чтобы уже сегодня включить их в понятие вулканического центра. Основываясь лишь на детально изученных автором вулканических центрах Кавказа и Камчатки, можно сформировать некоторые наиболее общие закономерности их строения и развития, обычно неполно проявляющиеся в отдельных центрах.

Плейстоценовые и современные вулканические центры характеризуются скоплением стратовулканов на относительно небольшой площади. Количество вулканов в центре колеблется в среднем от 5 до 25, расстояния между ними сокращаются до 4—10 км против обычных 15—25 км в западной части Тихоокеанского пояса. В стратифицированных вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщах вулканических центров с завершенным и наиболее полным развитием наблюдается концентрически-зональное распределение фаций и мощностей: в целом это линзообразная

залежь мощностью до нескольких километров, поперечником — от десятков до 300 км с полифациальными вулканоплутоническими и вулканогенно-осадочными кальдерными комплексами в середине. Взаимосвязь вулканических и плутонических фаций магматизма достигает здесь наиболее полного выражения.

Вулканические центры сопряжены и размещаются внутри купольно-кольцевых структур. Последние представляют собой систему концентрических разломов и телескопированно вложенных друг в друга перемежающихся купольных поднятий и просядков. Исходной и генетически предопределяющей структурой служит тектонический купол, осложняемый сводовыми просядками. Отрицательные тектонические формы развиваются от обширных изометричных депрессий с поперечником более 50 км до кальдер обрушения диаметром 5—30 км.

Развитие вулканических центров имеет ритмично-пульсационный характер, в котором закономерно последовательно сочетаются разные формы проявления эндогенного потока вещества и энергии. Куполообразование сменяется мульдобразными или кальдерными просядками, вулканизм — плутонизмом. И так — в течение нескольких ритмов или импульсов эндогенного потока на фоне структурного телескопирования (вложения) и вырождения вулканитов, выявляемого через определение среднего состава пород стратовулканов. Локальная зональность распределения вещества вулканитов центра на поверхности отражает зональное строение области магнообразования. Ее корреляция с тектоникой свидетельствует о принадлежности тектоно-магматических процессов к единой динамической системе. Эта система в применении к вулканическим центрам интерпретируется как пульсирующий поток эндогенного вещества и энергии, локализованной в виде элементарной самостоятельно развивающейся ячейки.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Авдеев А.В.* О кольцевых структурах магматических комплексов. — Сов. геология, 1965, № 10.
2. *Аверьев В.В., Белоусов В.И.* Геологический очерк. — В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965.
3. *Апрелков С.Е.* Игнимбриты Гольчинских гор (Южная Камчатка). — Тр. Лаб. вулканологии, 1961, вып. 20.
4. *Баскина В.А.* Магматические аномалии и проявление первичных очагов структур в Сихотэ-Алине. — В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М.: Наука, 1974.
5. *Белоусов В.В.* Земная кора и верхняя мантия материков. М.: Наука, 1966.
6. *Белый В.Ф., Котляр И.Н., Павлов П.П.* Схема классификации изометрических отрицательных вулканоструктур Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Недра, 1974.
7. *Влодавец В.И.* Вулканическая деятельность в цифрах и некоторые выводы. — В кн.: Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974.
8. *Горельчик В.И.* Распределение очагов землетрясений в районе Авачинско-Корякской и Жупановской групп вулканов в 1964—1967 гг. — Бюл. вулканол. ст., 1970, № 46.
9. *Горельчик В.И.* Сейсмичность южной Камчатки. — В кн.: Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. М.: Наука, 1974.
10. *Егоров О.Н.* Некоторые черты связи тектоники, магматизма и постмагматической деятельности области современного вулканизма. Петропавловск-Камчатский, 1964.
11. *Луцицкий И.В.* Основы палеовулканологии. М.: Наука, 1971. Т. 1, 2.
12. *Макдональд Г.* Вулканы. М.: Мир, 1975.

13. Масуренков Ю.П. Особенности эволюции кайнозойского вулканизма Эльбрусской вулканической области. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 6.
14. Масуренков Ю.П. Кайнозойский вулканизм Эльбрусской вулканической области. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 51.
15. Масуренков Ю.П. Состав и состояние вещества в магматической камере Авачинского вулкана (Камчатка). — В кн.: Магма малоглубинных камер. М.: Наука, 1970.
16. Масуренков Ю.П., Егоров О.Н., Алискеров А.А. Соотношение вулканизма, плутонизма и гидротермальной деятельности в ходе развития купольных структур. — В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток, 1968.
17. Масуренков Ю.П., Комкова Л.А. Геодинамика и рудообразование в купольно-кольцевой структуре. М.: Наука, 1978.
18. Мелекесцев М.В., Брайцева О.А., Эрлих Э.Н., Кожемяка Н.Н. Южная Камчатка. — В кн.: История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1974.
19. Мелекесцев М.В., Краевая Т.С., Брайцева О.А. Рельеф и отложения молодых вулканических районов Камчатки. М.: Наука, 1970.
20. Набоко С.И. Вулкан Кошелева, его состояние на лето 1953 г. — Бюл. вулканол. ст., 1953, № 23.
21. Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм в вулканических областях. М.: Наука, 1963.
22. Пийл Б.И. Маршрутные геологические наблюдения на юге Камчатки. — Бюл. вулканол. ст., 1947, № 3.
23. Рудич К.Н. Магматизм хребта Сарычева. М.: Госгеолтехиздат, 1959.
24. Рудич К.Н. Вулкано-плутонические формации цепи Черского. М.: Наука, 1966.
25. Свешникова Е.В. Магматические комплексы центрального типа. М.: Недра, 1973.
26. Томсон И.Н., Фаворская М.А. О типах очаговых структур и связи с ними оруденения. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1973, т. 10.
27. Фарберов А.И. Магматические очаги вулканов Восточной Камчатки по сейсмологическим данным. Новосибирск: Наука, 1974.
28. Шеймович В.С. Особенности развития дочетвертичных вулкано-тектонических депрессий на Камчатке. — Геотектоника, 1974, № 6.
29. Шеймович В.С., Хромов В.Т., Гладкова В.М. О возрасте аллейской серии на юге Камчатки. — В кн.: Вопросы географии Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1965.

УДК 552.11:552.12:552.323.5

Ю.И. ДМИТРИЕВ

ОСТРОВОДУЖНЫЕ ЧЕРТЫ В БАЗАЛЬТАХ ГЛУБОКОВОДНЫХ ЖЕЛОБОВ

Островодужный вулканизм в соответствии с базовыми положениями концепции тектоники литосферных плит [3, 8, 9] и основанными на этой концепции петрологических моделями [10, 13, 14] связан с процессами плавления вещества земной коры и верхней мантии в зонах погружения (субдукции) океанических плит под другие океанские или континентальные литосферные плиты.

Формирование известково-щелочных магм островных дуг, по существующим представлениям [11, 22], происходит на глубинах порядка 100 км при давлениях 25–30 кбар. Поверхностные проявления магматизма, т.е. вулканические цепи внутриокеанских островных дуг и Кордильер на активных окраинах континентов, удалены от глубоководных желобов, фиксирующих внешнюю границу зон погружения, на расстояние, которое зависит от крутизны зоны субдукции и обычно составляет 150–200 км. Вулканизм Мексики и Центральной Америки, по мнению ряда исследова-

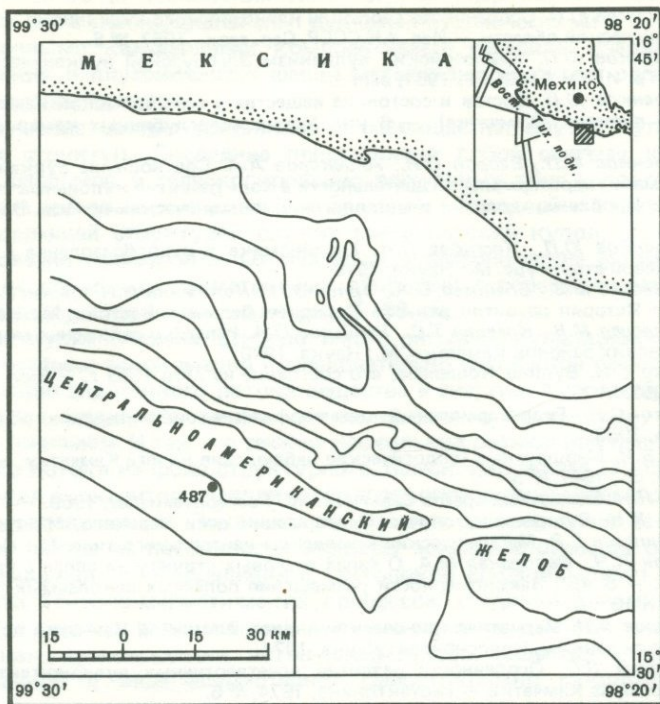


Рис. 1. Местоположение скв. 487

дователей [15, 20, 23], связан с погружением плиты Кокос под Северо-Американскую и Карибскую плиты.

В рамках этих представлений базальты, залегающие под позднемиоценовыми осадками внешнего склона Центрально-Американского желоба и вскрытые скважиной 487 (рис. 1) в ходе 66-го рейса бурового судна "Гломар Челленджер" [19], должны были образоваться за многие сотни километров от места их нахождения в настоящее время, в иных структурно-геодинамических условиях. В сопредельных регионах Тихого океана проявления базальтового магматизма связаны с осевой частью Восточно-Тихоокеанского поднятия, Галапагосским рифтом, зонами трансформных разломов.

Скв. 487 пройдена в 11 км от оси Центрально-Американского желоба, в точке с координатами $15^{\circ}51,21$ с.ш., $99^{\circ}10,52$ з.д. и глубиной океана 4764 м. Базальты были вскрыты на глубине 172 м от поверхности дна под слоем гемипелагических серо-зеленых илов и пелагических бурых глин. В изученной коллекции представлены базальты керна 20, секции 1 (172–173,5 м) и секции 2 (173,5–181,5 м).

По петрографическим и петрохимическим особенностям базальты скв. 487 вполне четко подразделяются на две группы: 1) оливин-плагиофировые и афировые базальты (кern 20, секция 1, интервалы: 2–9 см, 29–32 см, 45–49 см, 73–78 см; секция 2, интервалы: 50–56 см, 62–64 см, 80–84 см) и 2) плагиофировые высокоглиноземистые базальты (кern 20, секция 1, интервалы: 15–19 см, 113–115 см; секция 2, интер-

вал 34—36 см). Породы обеих групп по соотношению SiO_2 и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ относятся к производным толеитовой базальтовой магмы.

Как оливин-плагиофировые и афировые базальты, так и плагиофировые базальты состоят из тонкозернистой основной массы, сложенной криптокристаллическим базисом с выделениями плагиоклаза, моноклинного пироксена, оливина, титаномагнетита и шпинели, а также обособлениями вторичных минералов (кальцита, смектита) (табл. 1).

Главные минералогические отличия между породами заключаются в составе и содержаниях вкрапленников. Оливин-плагиофировые базальты содержат до 11—12% вкрапленников плагиоклаза и оливина, плагиофировые базальты содержат только вкрапленники плагиоклаза в количестве не более 2—3%. Афировые базальты вкрапленников не содержат или содержат их в виде единичных зерен, но объединяются в одну группу с оливин-плагиофировыми базальтами по практической идентичности химического состава.

Основная масса базальтов имеет микролитовую, пилотакситовую структуру.

При сравнении составов породообразующих минералов оливин-плагиофировых и плагиофировых базальтов (табл. 2—6) надо отметить, что плагиофировые базальты отличаются более кальциевым составом плагиоклаза основной массы, несколько более железистым моноклинным пироксеном, отчетливо более железистым оливином, титаномагнетитами с более высоким содержанием TiO_2 и шпинелями с относительно более низкими содержаниями магния и хрома. В сумме эти данные, за исключением повышенного содержания анортитового компонента в плагиоклазе основной массы плагиофировых базальтов, указывают на более дифференцированный характер этих пород по сравнению с оливин-плагиофировыми базальтами.

Более высокая железистость плагиофировых базальтов устанавливается и по величине отношения $\frac{\text{FeO}'}{\text{FeO}' + \text{MgO}} \cdot 100$, которое в этих породах

в среднем составляет 51,1, в то время как в оливин-плагиофировых базальтах среднее значение данного отношения 50,8. Однако главное отличие плагиофировых базальтов заключается в существенно более высоком содержании Al_2O_3 , которое превышает 17%, таким образом плагиофировые базальты являются высокоглиноземистыми породами (табл. 7).

Высокоглиноземистый характер плагиофировых базальтов проявляется и в химизме минералов, слагающих эти породы. Повышенные содержания Al_2O_3 типичны не только для полевого шпата плагиофировых базальтов, но и для шпинели, титаномагнетита и даже оливина.

Афировые базальты по своему химизму весьма близки оливин-плагиофировым базальтам и наблюдаемые отличия соответствуют минеральному составу пород и особенностям их положения в разрезе. В частности, пониженное по сравнению с оливин-плагиофировыми базальтами содержание CaO отражает отсутствие в афировых базальтах богатых анортитом фенокристаллов плагиоклаза. Афировые базальты отличаются также повышенным содержанием MgO , Cr_2O_3 и низкой степенью окисления железа.

О генетических взаимосвязях афировых, оливин-плагиофировых и плагиофировых базальтов можно судить на основе сопоставления данных их минерального и химического состава с соотношением указанных пород в разрезе скважины (рис. 2), хотя эти соотношения, вероятно, в значительной степени искажены перемещением обломков базальтов при бурении.

Таблица 1

Количественно-минеральный состав базальтов скв. 487, об. %

Минерал	Оливин плагиофировые и				
	1	2	3	4	5
Вкрапленники:					
плагиоклаз	4,5	2,9	—	1,8	1,7
оливин	2,3	0,9	—	0,7	Р.з.*
шпинель	Р.з.	—	—	—	Р.з.
Масса породы:					
плагиоклаз	40,4	39,4	37,9	34,7	28,3
моноклинный	49,6	3,3	2,8	3,2	63,1
пироксен	—	—	—	—	0,4
оливин	—	—	—	—	1,0
титаномагнетит	3,1	В мезостазице		—	5,5
Вторичные	1,8	—	—	—	—
минералы					
Мезостазице	—	53,5	59,3	59,6	—

*Р.з. — редкие зерна.

Примечание. Оливин-плагиофировые базальты: 1 — обр. 487-20-1, 2—9 см; 2 — обр. 487-20-1, 29—32 см; 3 — афировый базальт, обр. 487-20-1, 45—49 см. Оливин-плагиофировые базальты: 4 — обр. 487-20-1, 73—78 см; 5 — обр. 487-20-2, 50—

Таблица 2

Плагиоклазы базальтов скв. 487

Компонент	Оливин-плагиофировый базальт, обр. 487-20-2, 50—56 см		Плагиофировый базальт, обр. 487-20-1, 113—115 см		
	Вкрапленник		Лейст в основной массе	Вкрапленник	Лейст в основной массе
	ядро	край			
SiO ₂	49,4	47,1	49,6	45,2	47,8
TiO ₂	—	—	—	—	0,1
Al ₂ O ₃	33,9	32,8	30,3	36,2	34,3
FeO	0,38	0,34	0,64	0,35	1,5
MgO	0,17	0,28	0,36	0,25	0,12
CaO	18,0	17,5	15,4	17,1	16,1
Na ₂ O	1,1	1,7	2,4	1,5	2,2
Сумма	99,95	99,72	98,7	100,6	102,12
	Катионы в пересчете на 8 O				
Si	2,138	2,175	2,298	2,068	2,158
Ti	—	—	—	—	0,004
Al	1,841	1,785	1,655	2,062	1,825
Fe	0,014	0,013	0,025	0,013	0,057
Mg	0,001	0,019	0,025	0,017	0,008
Ca	0,839	0,866	0,681	0,838	0,778
Na	0,098	0,152	0,215	0,133	0,193
%Ab	9,8	14,5	22,7	13,3	18,6
%An	90,2	85,5	77,3	86,7	81,4
	Анортит	Битовнит	Битовнит	Битовнит	Битовнит

Примечание. Состав породообразующих минералов определен на микрозонде Г.Н. Муравицкой (ИГЕМ АН СССР).

	афировые базальты			Плагиофировые базальты			
	6	7	8	9	10	11	12
	4,7	11,6	3,9	2,3	1,6	0,6	1,5
	1,2	Р.з.	0,4	—	—	—	—
	—	—	Р.з.	0,2	Р.з.	—	0,1
	26,6	31,5	34,1	34,7	44,6	26,0	35,1
	33,4	2,5	22,6	2,1	50,0	4,1	18,7
	—	—	0,1	—	—	—	—
	В мезостазице		0,6	В мезостазице			—
	—	—	1,0				—
	34,1	54,4	37,4	60,7	3,8	69,3	44,7

56 см; 6 — обр. 487-20-2, 62—64 см; 7 — обр. 487-20-2, 80—84 см; 8 — среднее из 7 подсчетов. Плагиофировые базальты: 9 — обр. 487-20-1, 15—19 см; 10 — обр. 487-20-1, 113—115 см; 11 — обр. 487-20-2, 34—36 см; 12 — среднее из 3 подсчетов.

Таблица 3

Моноклинные пироксены базальтов скв. 487

Компонент	Оливин-плагиофировый базальт, обр. 487-20-2, 50—56 см	Плагиофировый базальт, обр. 487-20-1, 113—115 см
SiO ₂	49,7	50,7
TiO ₂	0,83	0,85
Al ₂ O ₃	3,3	4,8
FeO	11,5	8,6
MnO	0,19	0,25
MgO	14,7	14,7
CaO	20,1	20,0
Na ₂ O	—	—
Сумма	100,32	99,9
	Катионы в пересчете на 6 O	
Si	1,867	1,879
Ti	0,023	0,024
Al	0,146	0,210
Fe	0,361	0,266
Mn	0,006	0,008
Mg	0,823	0,812
Ca	0,809	0,794
Na	—	—
%En	40,7	42,6
%Wo	40,0	41,7
%Fs	19,3	15,7
	Авгит	Авгит
		Авгит
		Авгит

Таблица 4
Оливины базальтов скв. 487

Компонент	Оливин-плаггиофировый базальт, обр. 487-2- обр. 487-20-2, 50—56 см		Плаггиофировый базальт, обр. 487-20-1, 113—115 см
	Край	Ядро	
SiO ₂	40,6	40,8	38,3
TiO ₂	—	—	0,11
Al ₂ O ₃	—	—	1,9
FeO	10,4	10,4	15,7
MnO	0,12	0,13	0,21
MgO	47,8	48,2	41,8
CaO	0,46	0,41	1,7
NiO	0,14	0,22	—
С у м м а	99,52	100,16	99,73
Катионы в пересчете на 4 O			
Si	1,003	1,002	0,973
Ti	—	—	0,002
Al	—	—	0,057
Fe	0,215	0,213	0,333
Mn	0,002	0,003	0,005
Mg	1,761	1,764	1,581
Ca	0,012	0,011	0,046
Ni	0,003	0,004	—
%Fo	88,5	88,6	79,0
%Fa	11,5	11,4	21,0
	Хризолит		Хризолит

Таблица 5
Титаномagnetит базальтов скв. 487

Окисел	Оливин-плаггиофировый базальт, обр. 487-20-2, 50—56 см			Плаггиофировый базальт, обр. 487-20-1, 113—115 см	
	SiO ₂	1,3	1,8	2,3	9,8
TiO ₂	16,3	16,1	16,1	17,5	17,5
Al ₂ O ₃	2,4	3,2	3,3	4,0	6,1
FeO	73,0	72,7	73,0	59,5	57,0
MnO	0,43	0,43	0,51	0,51	0,6
MgO	2,0	1,3	1,2	1,4	0,9
CaO	0,36	0,42	0,48	1,8	2,1
V ₂ O ₅	0,44	0,47	0,42	Не опр.	Не опр.
С у м м а	96,11	96,88	97,63	94,51	93,4

Примечание. Определение размера элементарной ячейки рудного магнитного минерала из обр. 487-20-1, 113—115 см, выполненное М.Т. Дмитриевой (рентгеноструктурная лаборатория Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР), показало, что по величине параметра $a_0 = 8,405 \pm 0,005$ Å проанализированный минерал отвечает почти чистому магнетиту ($a_0 = 8,395 - 8,40$ Å).

Таблица 6

Шпинели базальтов скв. 487

Компонент	Оливин-плагиофировый базальт, обр. 487-20-2, 50—56 см	Плагиофировый базальт, обр. 487-20-1, 113—115 см	Компонент	Оливин-плагиофировый базальт, обр. 487-20-2, 50—56 см	Плагиофировый базальт, обр. 487-20-1, 113—115 см
Катионы в пересчете на 12 O					
SiO ₂	0,6	5,3	Si	0,053	0,443
TiO ₂	0,37	0,36	Ti	0,025	0,023
Al ₂ O ₃	30,7	34,8	Al	3,222	3,430
FeO	15,8	15,0	Fe	1,176	1,049
MnO	0,14	—	Mn	0,011	—
MgO	17,6	14,4	Mg	2,335	1,774
CaO	0,27	1,2	Ca	0,026	0,108
Cr ₂ O ₃	32,8	30,2	Cr	2,309	1,995
С у м м а	98,28	101,38	Fe/(Fe+Mg)	0,335	0,372

В несколько обобщенном виде распределение выделенных разновидностей базальтов в нижней части скв. 487 выглядит следующим образом:

Керн 20, секция 1	Глубина от начала секции, см
Оливин-плагиофировые базальты	0—15
Плагиофировые базальты	15—23
Оливин-плагиофировые и афировые базальты	23—72
Оливин-плагиофировые базальты	72—110
Плагиофировые базальты	110—122
Буровая брекчия	122—150
Керн 20, секция 2	
Буровая брекчия	0—26
Плагиофировые базальты	26—45
Оливин-плагиофировые базальты	45—90

Наиболее ясные, укладывающиеся в рамки известных петрологических закономерностей, соотношения между афировыми, плагиофировыми и оливин-плагиофировыми базальтами наблюдаются в верхней части керна 20, секция 1, интервал 0—72 см. Здесь вскрыта следующая последовательность пород (снизу—вверх): афировые и оливин-плагиофировые базальты — плагиофировые базальты — оливин-плагиофировые базальты. В пределах этой серии вверх по разрезу наблюдается: а) возрастание содержания вкрапленников и CaO; б) увеличение железистости пород $\left(\frac{\text{FeO}'}{\text{FeO}' + \text{MgO}} \cdot 100 \right)$; в) повышение степени окисленности железа в базальтах $\left(\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}} \cdot 100 \right)$.

Можно предположить, что отмечаемые изменения минерального и химического состава пород связаны с процессами дифференциации внутри лавового потока (покрова).

Всплывание плагиоклаза и их концентрация в прикровельных частях базальтовых тел уже отмечалось при изучении кернов глубоководного бурения в Филиппинском море. [1].

Возрастание коэффициента железистости (фракционирования) вверх

Таблица 7

Химический состав базальтов скв. 487, вес. %

Компонент	Оливин-плагиофировые базальты		
	1	2	3
SiO ₂	47,80	48,60	47,70
TiO ₂	0,86	0,93	0,86
Al ₂ O ₃	16,47	16,40	16,38
Fe ₂ O ₃	4,82	1,33	4,35
FeO	3,94	7,35	4,45
MnO	0,16	0,13	0,55
MgO	6,97	9,23	7,54
CaO	13,99	12,78	14,02
Na ₂ O	2,21	1,91	2,12
K ₂ O	0,19	0,10	0,18
H ₂ O ⁻	—	—	—
H ₂ O ⁺	2,21	0,98	1,44
CO ₂	—	0,15	—
P ₂ O ₅	—	0,07	—
Li ₂ O	He опр.	0,0016	He опр.
Rb ₂ O	"	0,0013	"
Cs ₂ O	"	0,0006	"
F	0,02	0,02	0,02
Cl	0,14	0,03	0,19
S	0,02	0,06	0,02
Cr ₂ O ₃	0,058	0,06	0,019
V ₂ O ₅	0,046	0,04	0,02
Сумма	99,90	100,17	99,86

Примечание. Оливин-плагиофировый базальт: 1. обр. 487-20-1, 2—9 см. Афиртовый базальт: 2 — обр. 487-20-1, 45—49 см. Оливин-плагиофировые базальты: 3 — обр. 487-20-2, 50—56 см; 4 — обр. 487-20-2, 80—84 см; 5 — среднее из 4 анализов.

по разрезу дифференцированных базальтовых тел — факт широко известный, точно так же, как и обогащение летучими компонентами прикровлевых частей базальтовых покровов и силлов. О последнем обстоятельстве говорит не только возрастание степени окисленности железа вверх от горизонтов афиртовых базальтов, но и присутствие в количестве 0,6% миндалины (в прошлом пузырьков газа) в оливин-плагиофировых базальтах, занимающих наиболее высокое положение в обсуждаемой части разреза. В нижележащих плагиофировых, оливин-плагиофировых и афиртовых базальтах миндалины отсутствуют. Некоторое сокращение количества вкрапленников плагиоклаза и отсутствие фенокристаллов оливина в плагиоклазовых базальтах, приуроченных к верхней части предполагаемого базальтового тела, может быть связано с растворением протывделений в силу их неравновесности с более дифференцированным расплавом этой зоны.

На основе всех приведенных материалов можно сделать вывод, что афиртовые, оливин-плагиофировые и плагиофировые базальты — производные единого толеитового расплава, дифференцированного в теле базальтового потока или покрова после его излияния на поверхность океанского дна.

Оливин-плагиофировые базальты		Плагиофировые базальты		
4	5	6	7	8
47,90	48,0	47,20	48,20	47,7
0,88	0,88	0,89	0,87	0,88
16,70	16,49	18,00	17,10	17,6
2,24	3,19	2,75	3,72	3,24
7,03	5,69	6,08	5,20	5,64
0,16	0,25	0,11	0,11	0,11
9,44	8,30	8,43	7,94	8,19
12,82	13,40	13,14	12,67	12,91
1,87	2,03	1,87	2,08	1,98
0,074	0,14	0,10	0,10	0,10
—	—	—	0,28	0,14
0,87	1,38	1,01	1,72	1,37
—	0,04	0,39	—	0,38
0,09	0,04	0,03	0,04	0,04
0,0013	0,0015	0,0013	0,0057	0,0035
0,0007	0,0010	0,0006	0,0004	0,0005
0,0004	0,0005	0,0004	0,0006	0,0005
0,01	0,02	0,03	0,03	0,03
0,07	0,11	0,04	0,04	0,04
0,06	0,01	0,06	0,02	0,04
0,05	0,05	0,06	He опр.	0,06
0,01	0,03	0,05	"	0,05
100,27	100,04	100,24	100,29	100,40

Плагиофировые базальты: 6 — обр. 487-20-1, 15—19 см; 7 — обр. 487-20-1, 113—115 см; 8 — среднее из 2 анализов.

Анализы базальтов скв. 487 выполнены Ю.В. Долининой (ИГЕМ АН СССР).

Интерпретация последовательности — афировые и оливин-плагиофировые базальты—оливин-плагиофировые базальты—плагиофировые базальты — как серии, отражающей дифференциации внутри базальтового потока (покрова), затруднено малой (меньше 1 м) мощностью предполагаемого базальтового тела, что должно препятствовать сколько-нибудь значительному развитию процессов внутривулканной дифференциации. В нижележащей части разреза также повторяется (сверху—вниз) последовательность: оливин-плагиофировые базальты — плагиофировые базальты—оливин-плагиофировые базальты, последние, правда, без афировых разностей, но закономерные изменения состава, отмеченные в верхней части разреза, здесь отсутствуют. Возможно, реальные взаимосвязи между породами в нижней части разреза нарушены при проходке скважин, что подтверждается присутствием относительно мощной (54 см) зоны дезинтегрированных при бурении базальтов (секция 1, 122—150 см; секция 2, 0—26 см).

В целом имеющиеся материалы, по-видимому, позволяют предположить, что вскрытые скв. 487 базальты слагают, по крайней мере, два лавовых потока или покрова.

Для выяснения условий образования базальтов, вскрытых скв. 487 на

Таблица 8

Средний состав нормальных и высокоглиноземистых толеитовых базальтов Центрально-Американского желоба (скв. 487) и других морфоструктур восточной части Тихого океана

Компонент	Нормальные базальты				Высокоглиноземистые базальты		
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	49,78	49,51	49,52	48,0	47,67	49,20	47,7
TiO ₂	1,31	1,30	1,49	0,88	0,65	0,88	0,88
Al ₂ O ₃	15,77	14,83	14,76	16,49	18,44	17,7	17,6
Fe ₂ O ₃	9,70	2,17	10,39	3,19	2,08	1,09	3,24
FeO	—	7,55	—	5,69	5,83	6,75	5,64
MnO	0,16	0,17	—	0,25	0,13	0,14	0,11
MgO	7,33	8,69	7,71	8,30	9,61	8,84	8,19
CaO	12,33	12,25	11,81	13,30	12,64	12,57	12,91
Na ₂ O	2,62	3,00	2,46	2,03	2,12	2,47	1,98
K ₂ O	0,19	0,12	0,19	0,14	0,11	0,05	0,10
H ₂ O	—	—	1,24	1,38	0,32	—	1,37
P ₂ O ₅	0,12	0,16	0,15	0,04	0,07	0,10	—
Сумма	99,31	99,75	99,72	99,79	99,63	99,79	—
$\frac{\text{FeO}'}{\text{FeO}' + \text{MgO}}$ X	57,0	2,51	60,0	50,8	44,6	46,75	51,1

x100

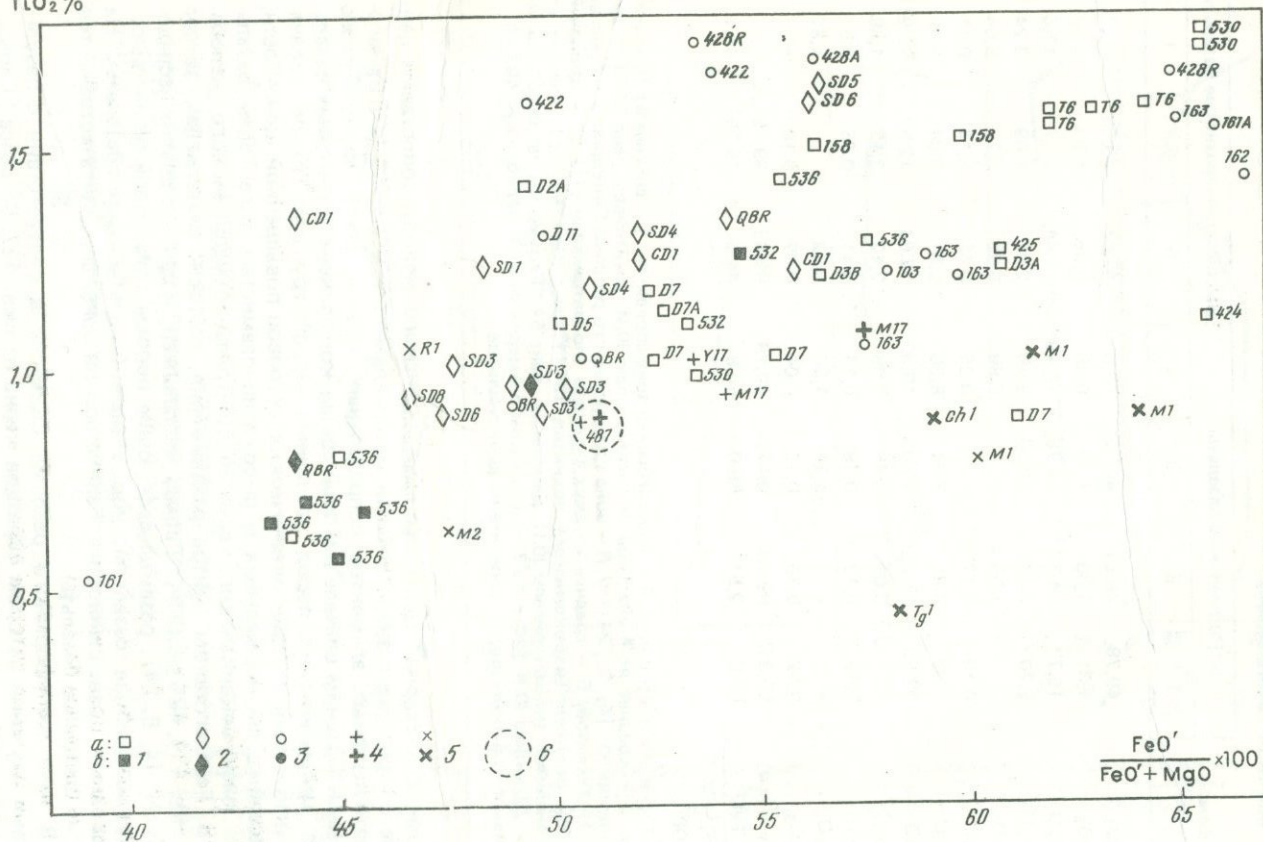
Примечание. 1, 5 — Галапагосская зона спрединга: 1 — среднее из 19 анализов, 5 — среднее из 4 анализов (по материалам Ю.И. Дмитриева, рейс 54 "Гломар Челленджер" [4, 6, 24]); 2, 6 — зона трансформного разлома Сикейрос: 2 — среднее из 17 анализов, 6 — среднее из двух анализов (по материалам [7]); 3 — западный склон Восточно-Тихоокеанского поднятия (9–11° с.ш., 105–150° з.д.), среднее из 16 анализов (по материалам Ю.И. Дмитриева, рейс 54 "Гломар Челленджер", анализик Долинина Ю.В. [24]); 4, 7 — Центрально-Американский желоб, скв. 487: 4 — среднее из 4 анализов; 7 — среднее из двух анализов.

океанской стороне Центрально-Американского желоба, сопоставим данные их состава с аналогичными материалами по базальтам других морфоструктурных элементов сопредельных, прежде всего, частей Тихого океана. Сравним вначале видовой состав комплексов толеитовых базальтов магматических пород различных морфоструктур Тихого океана, за исключением серий океанических островов повышенной щелочности, с ассоциацией нормальных и высокоглиноземистых толеитовых базальтов южно-мексиканского сечения Центрально-Американского желоба.

В Галапагосском центре раздвижения, согласно материалам автора по скв. 424, 425 рейса 54 "Гломар Челленджер" и данным других исследователей [4, 6, 24], развиты следующие породы толеитовой серии: высокоглиноземистые базальты, нормальные базальты, ферробазальты. На подводных возвышенностях Галапагосской зоны спрединга встречаются также щелочные базальты.

В зоне трансформного разлома Сикейрос в соответствии с результатами изучения автором образцов керны из скв. 427, 54 рейса "Гломар Челленджер" и литературными данными [7] присутствуют высокоглиноземистые, нормальные и ферробазальты толеитовой серии, а также щелочные базальты.

TlO₂ %



На склонах Восточно-Тихоокеанского поднятия, по материалам изучения автором базальтов из скв. 419, 420, 422, 428 рейса 54 "Гломар Челленджер" и результатам рейса 16 "Гломар Челленджер" [24], развиты лишь толеитовые нормальные базальты и ферробазальты.

Таким образом, прямого соответствия ассоциации пород скв. 487 с ассоциациями других морфоструктур сопредельных регионов Тихого океана не устанавливается. В зонах спрединга и трансформных разломов ассоциация базальтов более разнообразна, ибо содержит толеитовые ферробазальты и щелочные базальты, а на склонах Восточно-Тихоокеанского поднятия высокоглиноземистые базальты не отмечены, и нормальные толеитовые базальты ассоциируют здесь с ферробазальтами.

Своеобразие ассоциации нормальных и высокоглиноземистых толеитовых базальтов скв. 487 становится более определенным при сравнении их средних химических составов с аналогичными данными по нормальным и высокоглиноземистым толеитовым базальтам Галапагосской зоны спрединга, зоны трансформного разлома Сикейрос и западного склона Восточно-Тихоокеанского поднятия (табл. 8).

Особенно отчетливо различаются нормальные толеитовые базальты. Как видно из табл. 8, нормальные базальты Центрально-Американского желоба отличаются от однотипных пород других морфоструктур восточной части Тихого океана заметно меньшими содержаниями SiO_2 , TiO_2 , щелочей, минимальной для данной группы величиной $\frac{\text{FeO}'}{\text{FeO}' + \text{MgO}} \times 100$ и более высокими концентрациями Al_2O_3 и CaO .

В группе высокоглиноземистых толеитовых базальтов различия между базальтами желоба и других морфоструктур сглажены. Сохраняется относительная обогащенность базальтов желоба CaO и щелочами, но главное отличие этих пород от аналогов из других морфоструктур заключается в существенно более высоком значении отношения $\frac{\text{FeO}'}{\text{FeO}' + \text{MgO}} \times 100$.

Приведенные материалы о химизме изученных базальтов Центрально-Американского желоба показывают, что их нельзя полностью отождествлять с однотипными породами ни зон спрединга, ни зон трансформных разломов, ни базальтов флангов Восточно-Тихоокеанского поднятия. В связи с этим уместно поставить вопрос — не являются ли изученные

Рис. 3. $\text{TiO}_2 - \frac{\text{FeO}}{\text{FeO}' + \text{MgO}} \cdot 100$ в базальтах различных морфоструктур Тихого океана

1 — зоны спрединга, 2 — трансформные разломы, 3 — склоны Восточно-Тихоокеанского поднятия, 4 — глубоководные желоба, 5 — островные дуги, 6 — базальты скв. 487: а — (верхний ряд) нормальные толеитовые базальты; б — (нижний ряд) высокоглиноземистые толеитовые базальты

Использованные анализы:

Зона спрединга. Галапагосская зона: Д2А, ДЗБ, Д5, 7, 7А, 17, Т6 [6], 424, 425 (Дмитриев Ю.И., рейс 54 "Гломар Челленджер", аналитик Долинина Ю.В.), 530, 532, 536 [4], 158 [24]. Трансформные разломы. Зона разлома Сикейрос: СД1, Д1, 3, 4, 5, 6, 8 [7]; склоны Восточно-Тихоокеанского поднятия: 422, 428А (Дмитриев Ю.И., рейс 54 "Гломар Челленджер", аналитик Долинина Ю.В.), 161, 162, 163 [24]. Глубоководные желоба. Марианский желоб М17, Японский желоб У[17] (Дмитриев Ю.И., рейс 17 "Дмитрий Менделеев", аналитик Долинина Ю.В.); Островные дуги. Камчатка — К1 [2], Марианская М1 [17], М2 [21], Тонга — Тг1 [12], Чилийские Кордильеры — С1 [18]

базальты Центрально-Американского желоба представителями самостоятельного формационного типа основных пород, генетически связанных с образованием глубоководных желобов, а не механически транспортированных в зону этих морфоструктур в процессе движения литосферных плит?

Если это так, то должны существовать общие особенности состава базальтов зон глубоководных желобов, обусловленные специфическими геодинамическими условиями проявления здесь магматизма, толеитовый океанский характер которого за внешней границей желобов сменяется известково-щелочным островодужным по другую сторону этих морфоструктур.

Рассмотрим, какое место занимают базальты Центрально-Американского желоба (скв. 487) на диаграммах, отражающих химический состав толеитовых базальтов различных морфоструктур ложа океана, включая другие глубоководные желоба, а также островные дуги Тихого океана.

На диаграмме $TiO_2 - \frac{FeO'}{FeO' + MgO} \times 100$ видно, что базальты Центрально-Американского желоба, Марианского желоба, желоба Яп занимают промежуточное положение между зоной точек, отражающих химизм базальтов океанских зон спрединга, трансформных разломов и склонов Восточно-Тихоокеанского поднятия, с одной стороны, и зоной, где группируются точки анализов островодужных базальтов — с другой (рис. 3).

На графике также видно, что если высокоглиноземистые породы зон спрединга и трансформных разломов относятся к наиболее примитивным породам эволюционных магматических рядов: соответствующих морфоструктур, то высокоглиноземистые базальты желобов по соотношению железа и магния — более дифференцированные члены толеитовых серий.

Аналогичное положение занимают фигуративные точки анализов базальтов глубоководных желобов на диаграмме $Al_2O_3 - \frac{FeO'}{FeO' + MgO} \times 100$, но если на предыдущей диаграмме породы ряда эволюции базальтов глубоководных желобов отличались от близких по степени дифференцированности базальтов зон раздвига, зон трансформных разломов и склонов Восточно-Тихоокеанского поднятия более низкими содержаниями TiO_2 , то на графике $Al_2O_3 - Fe/Mg$ специфика базальтов желобов выражается повышенными концентрациями глинозема.

Общее представление о месте нормальных и высокоглиноземистых базальтов глубоководных желобов в общем процессе эволюции океанской толеитовой базальтовой магмы дает положение фигуративных точек анализов океанских базальтов различных морфоструктур на диаграмме $MgO - FeO - Na_2O + K_2O$ (рис. 5). Как можно видеть, толеитовые базальты всех морфоструктур Тихого океана, представленных в анализах, образуют единый тренд эволюции в сторону обогащения железом, что типично для дифференциации толеитовой базальтовой магмы в целом. Нормальные и высокоглиноземистые базальты Центрально-Американского желоба, а также желобов Яп и Марианского занимают на графике среднее положение между полем нормальных толеитовых базальтов и полем, где начинают преобладать железистые дифференциаты (ферробазальты).

Фигуративные точки базальтов желобов смещены к правой части диаграммы, что указывает на относительную обедненность этих пород

щелочами по сравнению с базальтами других океанских морфоструктур. Следует отметить, что высокоглиноземистые базальты островных дуг занимают еще более продвинутое положение в эволюционном ряду океанской толеитовой магмы, чем высокоглиноземистые базальты глубоководных желобов, что прежде всего подтверждает переходный характер толеитовых базальтов желобов между базальтами типичных морфоструктур океанского ложа и базальтами островных дуг. Повышенные содержания глинозема в базальтах глубоководных желобов, тем более островных дуг, не могут быть связаны с обычной эволюцией толеитовой базальтовой магмы, в ходе которой содержание Al_2O_3 не возрастает, а уменьшается (см. диаграмму $MgO-FeO' - Na_2O + K_2O$, где высокоглиноземистые базальты зон спрединга и трансформных разломов расположены в зоне наименее дифференцированных пород с максимальными содержаниями MgO).

Таким образом, родоначальные расплавы базальтов глубоководных желобов и в еще большей степени островных дуг, по-видимому, являются дифференциатами толеитовой океанской магмы, эволюция которой происходила в условиях, обеспечивающих либо фракционирование и накопление богатых Al_2O_3 фаз, либо ассимиляцию глиноземсодержащего материала из вмещающей среды.

Промежуточный по ряду признаков характер химизма нормальных и высокоглиноземистых базальтов скв. 487 между составами базальтов морфоструктур океанского ложа и базальтов островных дуг указывает, по мнению автора, соответственно на образование базальтов скв. 487 в зоне перехода от океана к островодужному вулканическому поясу американских Кордильер, т.е. непосредственно в зоне Центрально-Американского желоба. Если базальтовые породы скв. 487 не интрузивные, то их местное происхождение в сочетании с позднемiocеновым возрастом вышележащих осадков не согласуется с представлениями [15] о непрерывном погружении Тихоокеанской коры под континент со скоростью более 7 см в год.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Дмитриев Ю.И., Соловова И.П., Долинина Ю.В., Муравицкая Г.Н.* Петрология базитов Филиппинского моря по данным глубоководного бурения. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 4.
2. *Леорова Л.Л., Пополитов Е.И., Вольнец О.Н.* Типы четвертичных базальтов Камчатки в связи с проблемой первичных магм. — В кн.: Петрологические исследования базитов островных дуг. М.: Ин-т физики Земли им. О.Ю. Шмидта АН СССР, 1978.
3. *Ле Пишон К., Франште Ж., Боннин Ж.* Тектоника плит. М.: Мир, 1977.
4. *Рудник Г.Б.* Магматические и метаморфические породы владыны Хесса. — В кн.: Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1976.
5. *Фролова Т.И., Рудник Г.Б., Кашинцев Г.Л., Соболев С.Ф.* Главнейшие ассоциации вулканических пород океанов и причины их разнообразия. — В кн.: Палеонтология морская геология. МГК. XXV сессия. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1976.
6. *Anderson R.N., Clague D.A., Klitgord K.D., Marshall M., Nishimori R.K.* Magnetic and petrologic variation along the Galapagos spreading centre and their relation to the Galapagos melting anomaly. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, v. 86, p. 683—694.
7. *Batiza K., Rosenlahl B.R., Fisher R.L.* Evolution of oceanic crust Pt III. Petrology and chemistry of basalts from the East Pacific Rise and Siqueiros fracture zone. — J. Geophys. Res., 1977, vol. 82, p. 265—276.
8. *The geology of continental margins/ Ed. C.A. Burk, Ch. L. Drake. N.Y. etc.: Springer-Verl., 1974.*
9. *Condie K.C.* Plate tectonics and crustal evolution. N.Y., 1976.

10. *Dickinson W.R.* Relations of andesites, granites and derivative seldstones in arc-trench tectonics. — *Rev. Geophys. and Space Phys.*, 1970, vol. 8, p. 813–860.
11. *Dickinson W.R.* Width of modern arc-trench gaps proportional to past duration of igneous activity in associated magmatic arcs. — *J. Geophys. Res.*, 1973, vol. 78, p. 3376–3389.
12. *Ewart A., Bryan W.B.* Petrography and geochemistry of the igneous rocks from Eua, Tongan Islands. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1972, vol. 83, p. 3281–3298.
13. *Fitton J.G.* The generation of magma in island arcs. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1971, vol. 11, p. 63–67.
14. *Green T.H., Ringwood A.E.* Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1968, vol. 18, p. 105–162.
15. *Hey R.* Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading centre. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1977, vol. 88, p. 1404–1420.
16. *Hey R., Johnson G.L., Lowrie A.* Recent plate motions in the Galapagos area. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1977, vol. 88, p. 1385–1403.
17. *Larson E.E., Reynolds R.L., Merrill R., Levi S., Ozimani, Aoki Y., Kinoshita H., Zashu S., Kawai N., Nakajima T., Hirooka K.* Major-element petrochemistry of some extrusive rocks from the volcanically active Mariana Island. — *Bull. Volcanol.*, 1974, vol. 38, p. 361–377.
18. *Lopes-Escobar F.S., Frey M.* Vergaza. Andesites and high-alumina basalts from the Central South Chill High Andes. Geochemical evidence bearing on their petrogenesis. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1977, vol. 63, N 3, 203.
19. *Moor J.C., Watkins J.S., Shipley T.H., Bachman S.B., Beghtel F.W., Butt A., Didyk B.M., Leggett J.K., Lundbera N., McMillen K.F., Niitsuma N., Shephard L.E., Stephan J.R., Strandnes H.* Progressive accretion in the Middle America trench, Southern Mexico. — *Nature*, 1979, vol. 281.
20. *Pichler H., Weyl Richard.* Petrochemical aspects of Central American magmatism. — *Geol. Rdsch.*, 1973, Bd. 62, H 2, S. 357–396.
21. *Stark J.T.* Petrology of the volcanic rocks of Guam. — *Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1963, N 403–C.
22. *Stern C.R.* Melting products of olivine tholeiite basalt in subduction zones. — *Geology*, 1974, vol. 2, N 5, p. 227–239.
23. *Stoiber R.E., Carr M.J.* Quaternary volcanic and tectonic segmentation of Central America. — *Bull. Volcanol.*, 1974, vol. 37, p. 304–325.
24. *Yats R.S., Warren Forbes C., Ross Heath G., Kenneth Schriddeger F.* Petrology and geochemistry of DSDP Leg 16 Basalts, Eastern Equatorial Pacific. — *Init. Repts Deep-Sea Drilling Project*, 1973, vol. 16, p. 617–640.

УДК 551.35 (267.6)

А.М. БОРСУК, Ю.С. ГЕНШАФТ, А.А. ЦВЕТКОВ

МАГМАТИЗМ В ЭВОЛЮЦИИ АЛЕУТСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Фундаментальная проблема образования и эволюции континентальной земной коры относится к числу актуальных в современной геологии. Одна из наиболее распространенных и, на наш взгляд, обоснованных концепций состоит в том, что континентальная кора образуется из океанической и проходит сложный путь эволюции, важнейшую роль в которой играет глубинное вещество, поступающее в верхние горизонты Земли в виде магматических расплавов и горячих растворов. Каждый качественно новый этап преобразования развивающейся континентальной коры отмечен появлением специфической по составу и геохимическим особенностям ассоциации горных пород — магматической формации. Магматические формации, таким образом, выступают в качестве индикаторов последовательных этапов преобразования земной коры.

Преобразование океанической коры в континентальную проходит через островодужную стадию. Изучение развития современных островных дуг, расположенных на стыке океана и континента, может указать путь

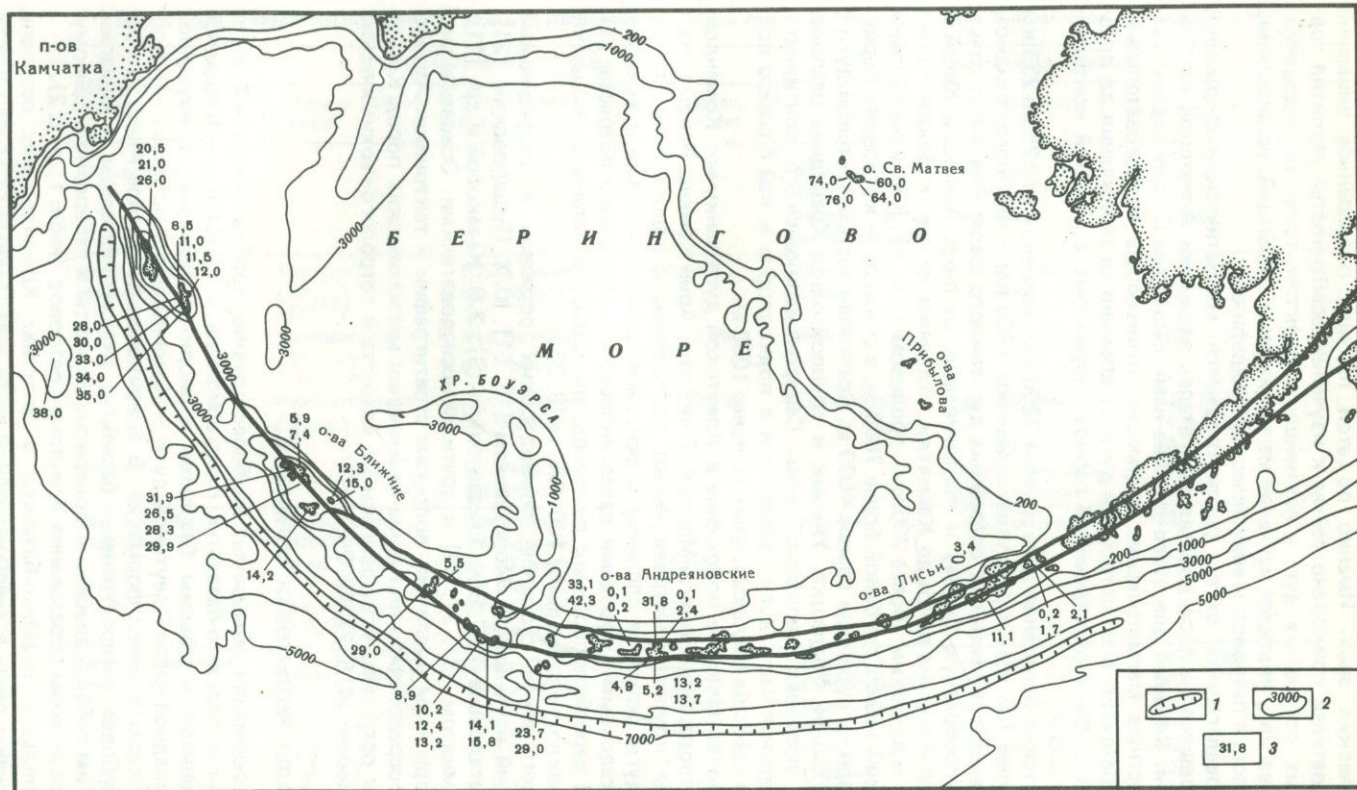


Рис. 1. Схематическая карта Алеутской островной дуги и Берингова моря. Составлена с использованием Тектонической карты Северной Америки (1969) и данных Д. Шолла, Э. Баффингтона и М. Марлоу [66]

1 — Алеутский глубоководный желоб; 2 — изобаты, м; 3 — абсолютный возраст магматических пород. Сплошными жирными линиями на карте показаны: северная линия — современная вулканическая дуга, южная линия — миоценовая вулканическая дуга

к пониманию процессов эволюции континентальной коры минувших геологических эпох. Именно по этой причине повышенное внимание исследователей приковано сейчас к изучению особенностей развития современных островных дуг, а важнейшим аспектом таких исследований, на наш взгляд, является изучение магматических формаций, установление их возраста и петролого-геохимической специфики.

В предлагаемой статье рассматриваются магматические формации, образующиеся на последовательных этапах эволюции Алеутской островной дуги. Впервые для этого региона нами выделены и исследованы разновозрастные магматические формации, отвечающие последовательным этапам развития всей островной дуги от времени ее зарождения до превращения в сложнопостроенное горное сооружение с мощной континентальной корой.

Алеутская островная дуга длиной 3200 км, шириной от 125 до 235 км (в среднем 165 км) и радиусом кривизны 1200 км — наиболее грандиозная из всех современных островных дуг земного шара. Она имеет отчетливо дугообразную форму и протягивается от п-ова Аляска и Кенай в Северной Америке почти до Камчатки, отделяясь от нее глубоким (более 3000 м) и широким (более 200 км) проливом (рис. 1). К югу расположен Алеутский желоб глубиной более 7000 м, а с севера — котловина Берингова моря с глубинами свыше 4000 м. Восточная часть Алеутской дуги с о-вами Умнак, Уналашка, Уникак и группой о-вов Креницина расположена в пределах шельфовой зоны Северо-Американского континента, а центральная часть дуги сочленяется с подходящим к ней с севера подводным хребтом Боуэрса глубиной менее 1000 м.

Наиболее западное положение в Алеутской дуге занимают Командорские острова: о-в Беринга, Медный, Топорков, Арий Камень. Первые два — наиболее крупные. Острова имеют удлиненную в направлении простиранья дуги форму и сложены в основном вулканическими и вулканогенно-осадочными породами палеогенового и неогенового возраста, разбитыми серией поперечных разломов, по которым величина смещения, как правило, не превышает 100–200 м [8, 33].

Геологическое строение Командорских островов и сопредельных акваторий изучалось И. Морозевичем [17, 61], Ю.М. Пушаровским [21], Ю.В. Жегаловым [9], Б.Х. Егизаровым [8], Э.П. Казаковой и др. [11], О.А. Шмидтом [31, 32, 33] и другими исследователями. Основное внимание при этом уделялось вопросам стратиграфии и тектоники. Авторы статьи сосредоточили внимание на изучении магматических пород Командорских островов, установлении их возраста и петролого-геохимических особенностей [4, 5, 27, 28, 29].

БАЗАЛЬТ-РИОЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Эта формация объединяет наиболее древние породы островной дуги: базальты и андезито-базальты, плагиориолиты и риодациты. Площадное распределение и объемы базальтов и риолитов различны. В изученной нами западной части Алеутской дуги — Командорских островах — преобладают кислые члены формации. В американском секторе Алеут, напротив, наиболее распространены базальты, андезито-базальты и комагматичные им габбро, диабазы и долериты. Базальты и габбро, по-видимому, наиболее древние образования Алеутских островов (табл. 1; рис. 2).

Базальты и андезито-базальты в пределах Командорских островов обнаружены лишь в северо-западной части о-ва Медный от мыса Сулков-

Т а б л и ц а 1. Результаты определения возраста магматических пород Алеутской островной дуги К-Аг методом (валовые пробы)

Магматическая формация	Командорские острова			Алеутские острова [48]		
	Порода (№ образца)	Место отбора образца	Возраст, млн. лет	Порода	Место отбора образца	Возраст, млн. лет
Андезитовая				Базальт Андезит Андезит (интрузивная фация)	о-в Атту о-в Киска о-в Адак	5, 9; 7, 5 5,5 4,9; 5,3; 5,5
Диорит-гранитоидная	Тоналит ($\frac{12}{17}$ /77)	Бухта Глинка, о-в Медный	8,5 ± 2,5	Дацит Базальт	о-в Агатту о-в Семичи	14,2 12,3
	Гранодиорит ($\frac{11}{6}$ /77)	Мыс Черный, о-в Медный	11,0 ± 3	Дацит		15,0
	Андезито-дацит ($\frac{9}{2}$ /78)	Бухта Глинка, о-в Медный	12,0 ± 2	Гранодиорит	о-в Амчитка	8,9; 10,2; 12,4; 14,1; 15,8
	Аплит ($\frac{11}{7}$ /77)	Мыс Черный, о-в Медный	11,5 ± 2		о-в Адак о-в Кагалашка о-в Уналашка	13,2 13,7 11,1
Базальт-трахидолеритовая	Трахидолерит (406/77)	Сел. Никольское, о-в Беринга	21,0 ± 3	Базальт	о-в Аматигнак	23,7
	То же (415/77)	Мыс Гаунта, о-в Беринга	21,0 ± 3			
	Трахибазальт (414/77)	Мыс Северо-Западный, о-в Беринга	25,0 ± 4			
Базальт-риолитовая	Риолит ($\frac{5}{2}$ /77)	Северо-Западная часть о-ва Медный	28,4 ± 4	Базальт	о-в Атту	28,8; 29,9
	То же ($\frac{7}{2}$ /77)		30,0 ± 4	Габбро-диабаз		26,5; 31,9
	" ($\frac{4}{1}$ /77)		33,0 ± 4	Базальт	о-в Киска	29,0
	" ($\frac{4}{2}$ /77)		34,0 ± 4	Диабаз	о-в Аматигнак	29,0
	" ($\frac{4}{2}$ /77)		35,0 ± 2*	Метадиорит	о-в Илак	33,1
			Базальт		42,3	
			Габбро	о-в Адак	31,8	
			Гранодиорит		31,5; 31,8; 32,2; 32,7; 32,9; 33,4; 34,5; 35,9	

* Данные О.А. Шмидта [33].

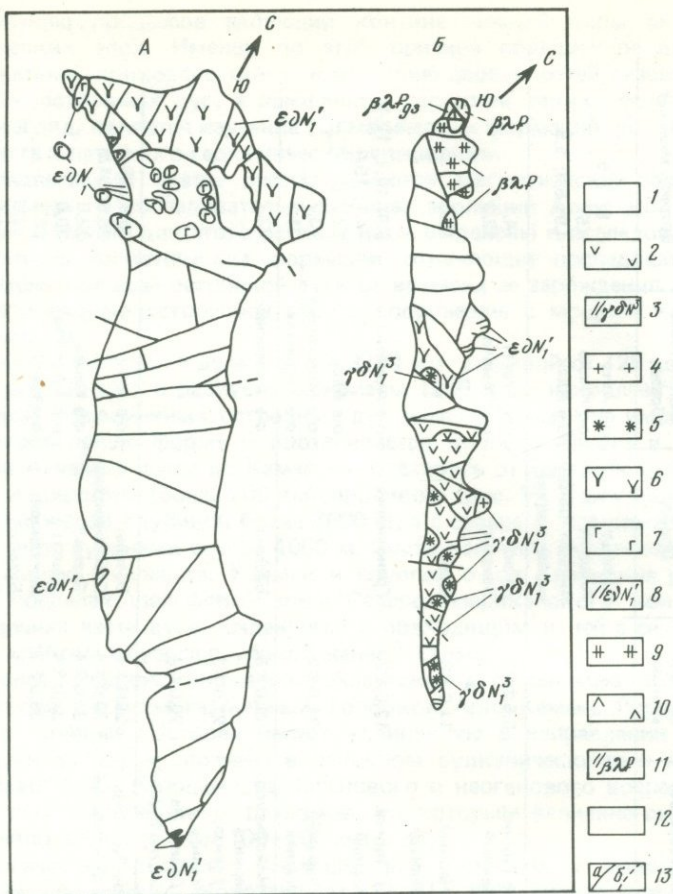


Рис. 2. Карта магматических формаций Командорских островов. Составлена на основании материалов авторов с использованием данных О.А. Шмидта [33]

А — остров Беринга, Б — остров Медный. 1 — современные озерные отложения; диорит-гранитоидная вулканоплутоническая формация ($\gamma\delta N_1^3$): 2 — андезито-базальтовые и андезитовые лавы, 3 — андезито-базальтовые и андезитовые дайки, 4 — интрузии гранодиоритов с жилами аплитов, 5 — интрузии тоналитов; базальт-трахидолеритовая формация ($\epsilon\delta N_1^2$): 6 — базальты, андезито-базальты, габброиды, 7 — трахибазальты, трахидолериты, "берингиты", 8 — дайки базальтов, андезито-базальтов, трахибазальтов, габбро-диабазов, трахидолеритов; базальт-риолитовая вулканоплутоническая формация ($\beta\lambda P_3$): 9 — интрузии, лавы и пирокластика риолитов и риолито-дацитов, 10 — базальтовые и андезито-базальтовые лавы, пирокластика и штоки габброидов, 11 — базальтовые и андезито-базальтовые дайки; 12 — осадочные и вулканогенно-осадочные породы миоцена-плиоцена; 13 — разломы: а — достоверные, б — предполагаемые

ского на севере до мыса Котенок на юге. На других участках Командор эти породы не известны. Базальты и андезито-базальты в виде лавовых покровов, горизонтов туфов, туфобрекчий и туфогравеллитов слагают моноклинально залегающую толщу мощностью до 300 м. Мощность отдельных лавовых горизонтов, нередко с шаровым строением, варьирует от 5 до 10–15 м. Количество эффузивного материала и степень его

Т а б л и ц а 2

Химический состав магматических пород Командорских островов

Окисел	Базальт-риолитовая формация						
	1	2	3	4	5	6	7*
SiO ₂	45,28	49,92	49,55	68,13	68,67	67,95	72,02
TiO ₂	0,56	0,70	1,06	0,38	0,45	0,05	0,47
Al ₂ O ₃	7,54	16,95	14,96	12,13	12,21	13,70	12,33
Fe ₂ O ₃	3,02	4,27	7,10	1,81	2,53	1,92	1,23
FeO	6,84	6,34	5,96	1,06	2,86	2,43	2,74
MnO	0,09	0,23	0,22	0,07	0,08	0,11	0,035
MgO	12,25	6,81	5,60	0,88	2,59	1,84	1,91
CaO	5,01	10,50	8,40	3,08	1,95	4,19	1,02
Na ₂ O	2,46	2,39	2,88	3,57	4,25	4,31	3,93
K ₂ O	0,45	0,24	0,55	1,23	1,97	2,07	1,24
H ₂ O ⁻	1,94	1,50	3,02	3,64	0,68	0,14	0,04
H ₂ O ⁺	5,09	0,54	0,94	4,09	1,29	0,94	3,27
P ₂ O ₅	0,01	0,12	0,10	0,04	0,10	0,10	0,12
CO ₂	0,08	0,04	0,06	—	0,20	—	0,11
С у м м а	100,75	100,56	100,53	100,18	99,89	99,75	100,52

* Дополнительно определено: Cl — 0,03%; F — 0,028%. ** Cl — 0,05%; F — 0,013%.
 *** — Cl — 0,05%; F — 0,21%.

П р и м е ч а н и е. 1 — шаровая базальтовая лава, мыс Северо-Западный, о-в Медный; 2 — андезито-базальтовая дайка, мыс Сулковского, о-в Медный; 3 — базальтовая ксенодайка в риолитах, бухта Песчаная, о-в Медный; 4 — пропилитизированный риолит, бухта Песчаная, о-в Медный; 5 — флюидальный риолит, бухта Песчаная, о-в Медный; 6 — риолит из штока, к югу от мыса Котенок, о-в Медный; 7 — риолитовая лава, к северу от мыса Матвея, о-в Медный; 8, 9 — базальтовые лавы, северная часть о-ва Беринга [33]; 10, 11 — андезито-базальты, мыс Забияка, о-в Беринга; 12 — андезито-базальт, мыс Северо-Западный, о-в Беринга; 13 — трахидолерит, мыс Входной Риф, о-в Беринга; 14 — трахидолерит, гора Наковальня, о-в Беринга; 15 — андезито-базальт, мыс Северо-Западный, о-в Беринга; 16 — андезито-базальт, мыс Гаунта, о-в Беринга; 17 — тешенит ("берингит") дайка, бухта Жировая, о-в Медный; 18, 19 — тоналит из штока, район бухты Глинка, о-в Медный; 20 — гранодиорит из штока, мыс Черный, о-в Медный; 21 — аплит из жилы в гранодиорите, мыс Черный, о-в Медный; 22 — андезитовые лавы, бухта Глинка, о-в Медный [33].

гидротермального изменения вверх по разрезу уменьшается. Вулканыты прорываются многочисленными андезито-базальтовыми дайками мощностью 2—5 м, северо-западного простирания и отдельными небольшими штоками габброидов. Пирокластические и вулканогенно-осадочные породы метаморфизованы. Степень метаморфизма достигает зеленосланцевой фации, как и в так называемых "зеленых туфах" Большой Курильской гряды [1].

Определения планктонной микрофауны, содержащейся в толще вулканогенно-осадочных пород, с которыми переслаиваются базальтовые покровы и туфы, позволили О.А. Шмидту отнести всю эту толщу к позднему палеоцену [33]. В петрографическом отношении базальты и андезито-базальты представляют собой породы порфириевой структуры с пило-

Таблица 2 (окончание)

Окисел	Базальт-трахидолеритовая формация						
	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	44,71	45,80	48,04	48,50	48,60	48,75	49,15
TiO ₂	0,65	1,11	0,67	1,66	1,81	1,65	1,67
Al ₂ O ₃	16,23	18,23	16,25	16,30	15,45	16,36	15,65
Fe ₂ O ₃	9,12	6,44	4,76	5,77	5,99	6,58	4,65
FeO	2,95	3,79	2,57	2,88	3,32	2,46	3,12
MnO	0,17	0,13	0,13	0,19	0,21	0,19	0,17
MgO	5,38	6,57	7,43	5,36	5,56	3,24	4,89
CaO	11,46	11,89	7,46	8,74	8,91	10,67	6,77
Na ₂ O	2,60	2,49	5,03	3,48	3,58	3,74	4,67
K ₂ O	0,77	0,88	0,88	1,44	1,52	1,37	2,66
H ₂ O ⁻	0,82	1,39	1,50	1,19	0,79	0,94	1,35
H ₂ O ⁺	1,32	0,80	2,47	1,91	1,93	1,32	2,96
P ₂ O ₅	0,27	0,09	0,11	0,84	0,64	0,91	0,81
CO ₂	—	—	2,55	1,20	1,03	1,22	1,02
С у м м а	99,45	99,61	99,87	99,46	99,34	99,40	99,54

Таблица 3

Химический состав полевых шпатов в магматических породах Командорских островов

Компонент	Базальт-риолитовая формация					
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	52,29	52,18	60,92	61,36	64,49	63,07
TiO ₂	0,04	0,03	—	—	0,10	0,14
Al ₂ O ₃	28,65	28,87	24,50	24,38	22,14	21,04
FeO ⁺	0,78	0,74	0,30	0,28	0,41	0,27
MnO	—	—	—	—	—	—
MgO	0,24	0,23	—	—	0,04	—
CaO	14,85	13,97	8,36	8,28	1,02	1,76
Na ₂ O	3,90	3,95	4,78	5,58	6,17	5,07
K ₂ O	0,18	0,16	0,26	0,30	5,60	8,93
С у м м а	100,93	100,11	99,12	100,18	99,97	100,28
Op	1,0	0,5	2,2	2,2	35,6	49,6
Ab	39,0	34,5	50,0	53,9	59,1	42,5
An	60,0	65,0	47,8	43,9	5,3	7,9

Кристаллохимические формулы:

1 — (K_{0,01}Na_{0,34}Ca_{0,72}Mg_{0,02}Fe_{0,03}Al_{0,88})_{2,00}(Si_{2,36}Al_{0,64})_{3,00}O_{8,00}; 2 — (K_{0,01}X
X Na_{0,35}Ca_{0,67}Mg_{0,01}Fe_{0,03}Al_{0,93})_{2,00}(Si_{2,38}Al_{0,62})_{3,00}O_{8,00}; 3 — (K_{0,01}Na_{0,43}X
X Ca_{0,41}Fe_{0,01}Al_{1,14})_{2,00}(Si_{2,81}Al_{0,19})_{3,00}O_{8,00}; 4 — (K_{0,02}Na_{0,49}Ca_{0,40}Fe_{0,01}X
X Al_{1,08})_{2,00}(Si_{2,78}Al_{0,22})_{3,00}O_{8,00}; 5 — (K_{0,32}Na_{0,54}Ca_{0,05}Fe_{0,02}Al_{1,07})_{2,00}X
X (Si_{2,90}Al_{0,10})_{3,00}O_{8,00}; 6 — (K_{0,51}Na_{0,44}Ca_{0,08}Fe_{0,01}Al_{0,96})_{2,00}(Si_{2,84}X
X Al_{0,16})_{3,00}O_{8,00}; 7 — (K_{0,01}Na_{0,36}Ca_{0,69}Mg_{0,01}Fe_{0,03}Al_{0,90})_{2,00}(Si_{2,32}X

Диорит-гранитоидная формация

	Диорит-гранитоидная формация							
	15	16**	17***	18	19	20	21	22
	49,50	53,80	54,70	63,90	62,60	64,83	76,59	61,84
	1,45	0,98	0,92	0,46	0,42	0,59	0,08	0,53
	15,43	16,40	15,57	17,04	17,05	15,84	12,07	17,09
	6,22	4,82	4,91	1,47	2,21	1,66	0,37	3,17
	1,78	2,32	1,97	2,10	2,05	2,44	0,57	1,50
	0,15	0,19	0,12	0,10	0,05	0,10	0,02	0,04
	3,54	4,80	5,84	2,42	2,99	2,54	0,09	2,64
	9,97	7,35	4,84	4,73	5,52	4,47	0,82	5,35
	3,14	3,49	5,11	4,60	4,03	4,19	4,07	4,28
	1,99	1,77	2,06	2,02	1,78	2,26	5,12	2,05
	1,98	1,08	1,06	0,02	0,32	—	—	1,34
	1,83	1,42	2,35	0,88	1,13	0,46	0,23	0,31
	1,46	0,64	0,33	0,11	0,19	0,12	—	0,21
	0,99	0,56	—	—	—	0,76	0,21	0,09
	99,38	99,62	99,84	99,85	100,54	100,26	100,24	100,44

Базальт-трахидолеритовая формация

	Базальт-трахидолеритовая формация					
	7	8	9	10	11	12
	51,28	51,60	51,48	52,61	52,85	54,69
	0,05	0,07	0,07	—	0,09	0,07
	29,74	29,41	29,81	28,46	29,33	26,45
	0,78	0,86	0,80	11,12	0,99	1,06
	—	—	—	—	—	—
	0,23	0,29	0,23	0,24	0,18	0,22
	13,99	13,27	13,30	11,63	11,35	10,52
	4,15	4,35	4,70	4,94	5,19	5,94
	0,18	0,19	0,19	0,36	0,32	0,37
	100,40	100,04	100,28	99,36	100,30	99,32
	1,0	1,0	1,0	2,0	2,0	2,00
	34,0	37,0	37,0	44,0	45,0	49,01
	65,0	62,0	62,0	57,0	53,0	49,0

Кристаллохимические формулы:

X Al_{0,68})_{3,00}O_{8,00}; 8 — (K_{0,01}Na_{0,38}Ca_{0,65}Mg_{0,02}Fe_{0,03}Al_{0,91})_{2,00}(Si_{2,34}X
X Al_{0,66})_{3,00}O_{8,00}; 9 — (K_{0,01}Na_{0,41}Ca_{0,63}Mg_{0,01}Fe_{0,02}Al_{0,92})_{2,00}(Si_{2,34}X
X Al_{0,66})_{3,00}O_{8,00}; 10 — (K_{0,02}Na_{0,43}Ca_{0,56}Mg_{0,02}Fe_{0,03}Al_{0,94})_{2,00}(Si_{2,41}X
X Al_{0,59})_{3,00}O_{8,00}; 11 — (K_{0,02}Na_{0,46}Ca_{0,54}Mg_{0,01}Fe_{0,03}Al_{0,95})_{2,00}(Si_{2,40}X
X Al_{0,60})_{3,00}O_{8,00}; 12 — (K_{0,02}Na_{0,52}Ca_{0,50}Mg_{0,01}Fe_{0,03}Al_{0,92})_{2,00}(Si_{2,51}X
X Al_{0,49})_{3,00}O_{8,00};

Таблица 3 (окончание)

Компонент	Диорит-гранитоидная формация						
	13	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	59,55	60,26	58,14	63,12	61,38	67,68	65,21
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	25,27	24,92	27,51	22,75	24,88	20,59	19,16
FeO*	0,08	0,11	0,71	0,17	—	—	0,12
MnO	—	—	—	—	—	—	—
MgO	0,02	0,07	—	—	—	—	—
CaO	8,00	7,59	8,56	3,48	7,38	2,57	0,08
Na ₂ O	7,34	6,80	6,10	8,79	6,84	9,15	2,94
K ₂ O	0,30	0,28	0,32	0,75	—	—	13,35
С у м м а	100,56	100,03	100,84	99,08	100,48	99,99	100,85
Qp	1,9	2,1	2,1	4,1	—	—	75,5
Ab	61,2	60,7	54,7	78,4	62,5	86,5	24,5
An	36,9	37,2	43,2	17,5	37,5	13,5	—

Кристаллохимические формулы:

13 — $(K_{0,02}Na_{0,63}Ca_{0,38}Al_{0,97})_2(Si_{2,65}Al_{0,35})_3O_{8,00}$; 14 — $(K_{0,02}Na_{0,60}X Ca_{0,37}Al_{1,01})_2(Si_{2,69}Al_{0,31})_3O_{8,00}$; 15 — $(K_{0,02}Na_{0,52}Ca_{0,41}Fe_{0,03}^{2+}X Al_{1,02})_2(Si_{2,58}Al_{0,42})_3O_{8,00}$; 16 — $(K_{0,04}Na_{0,77}Ca_{0,17}Al_{1,02})_2(Si_{2,82}X Al_{0,18})_3O_{8,00}$; 17 — $(Na_{0,59}Ca_{0,36}Al_{1,05})_2(Si_{2,74}Al_{0,26})_3O_{8,00}$; 18 — $(Na_{0,80}Ca_{0,12}Al_{1,08})_2(Si_{3,00})_3O_{8,00}$; 19 — $(K_{0,77}Na_{0,26}Al_{0,97})_2(Si_{2,95}X Al_{0,05})_3O_{8,00}$.

* Анализ выполнен на микрозонде MS-46 Cameca, общее железо как FeO. Аналитик Е.Е. Абрамова.

Примечание. Базальт-риолитовая формация: базальты (обр. $\frac{3}{77}$); 1, 2 — плагиоклаз; риолиты (обр. $\frac{7}{77}$); 3, 4 — плагиоклаз; 5, 6 — калинатриевый полевой шпат. Базальт-трахидолеритовая формация: базальты и трахидолериты (обр. 411/77, 408/77, 406/77, 415/77); 7–12 — плагиоклаз. Диорит-гранитоидная формация: тоналиты (обр. $\frac{12}{77}$); 13, 14 — плагиоклаз; гранодиориты (обр. $\frac{1}{77}$); 15 — центр вкрапленника плагиоклаза; 16 — аплиты (обр. $\frac{11}{77}$); 17, 18 — плагиоклаз; 19 — калинатриевый полевой шпат.

такситовой или гиалопилитовой структурой основной массы. Вкрапленники, количество которых достигает 30–40 об.%, представлены лабрадором (№ 60–65), авгитом и значительно реже — энстатитом ($cNg = 0^\circ + 2V = 60^\circ$). Полевой шпат замещается карбонатом, хлоритом, эпидотом и цеолитами. В основной массе, обычно нацело хлоритизированной, помимо микролитов плагиоклаза и клинопироксена, присутствуют волокна роговой обманки. В качестве аксессуарных минералов встречаются магнетит, ильменит и апатит. Поры в мандельштейновых разновидностях базальтов и андезито-базальтов заполнены кальцитом, кварцем, цеолитами и хлоритом.

Дайки и субвулканические тела сложены андезито-базальтами, в которых среди вкрапленников, помимо плагиоклаза и клинопироксена, присутствует высокомагнетизальная роговая обманка ($cNg = 12–15^\circ$; $-2V =$

Таблица 4

Химический состав моноклинного пироксена в магматических породах Командорских островов

Компонент	Базальт-риолитовая формация						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	53,56	53,74	53,87	52,29	50,99	51,26	52,05
TiO ₂	0,24	0,21	0,19	0,31	0,55	0,38	0,11
Al ₂ O ₃	2,36	1,99	2,18	3,93	3,55	2,77	1,47
FeO	5,90	5,61	5,32	7,30	11,55	10,80	5,00
MnO	0,20	0,18	0,20	0,22	0,31	0,32	—
MgO	16,70	16,66	16,87	16,18	15,15	16,56	18,21
CaO	21,35	21,29	21,70	19,96	17,95	17,42	22,29
Na ₂ O	0,24	0,25	0,26	0,31	0,53	0,50	0,25
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	0,01
С у м м а	100,55	99,93	100,59	100,50	100,58	100,01	99,39
Вол	43,5	44,2	45,0	41,5	37,4	35,8	43,5
Эн	47,1	46,8	46,6	46,8	43,7	47,2	49,0
Фс	9,4	8,9	8,4	11,7	18,9	17,0	7,5
f	16,7	16,0	15,2	20,0	30,3	26,6	13,6

Кристаллохимические формулы:

1 — (Na_{0,02}Ca_{0,83}Mg_{0,90}Mn_{0,01}Fe_{0,18}²⁺Ti_{0,01}Al_{0,05})_{2,00}(Si_{1,95}Al_{0,05})_{2,00}O_{6,00};
 2 — (Na_{0,02}Ca_{0,84}Mg_{0,89}Mn_{0,01}Fe_{0,17}²⁺Ti_{0,01}Al_{0,06})_{2,00}(Si_{1,97}Al_{0,03})_{2,00}O_{6,00}; 3 —
 (Na_{0,02}Ca_{0,86}Mg_{0,89}Mn_{0,01}Fe_{0,16}²⁺Ti_{0,01}Al_{0,05})_{2,00}(Si_{1,96}Al_{0,04})_{2,00}; 4 — (Na_{0,02}X
 XCa_{0,78}Mg_{0,88}Mn_{0,01}Fe_{0,22}³⁺Ti_{0,01}Al_{0,08})_{2,00}(Si_{1,91}Al_{0,09})_{2,00}; 5 — (Na_{0,04}Ca_{0,71}X
 XMg_{0,83}Mn_{0,01}Fe_{0,36}²⁺Ti_{0,02}Al_{0,03})_{2,00}(Si_{1,88}Al_{0,12})_{2,00}; 6 — (Na_{0,04}Ca_{0,69}Mg_{0,91}X
 XMn_{0,01}Fe_{0,33}²⁺Ti_{0,01}Al_{0,01})_{2,00}(Si_{1,89}Al_{0,11})_{2,00}; 7 — (Na_{0,04}Ca_{0,85}Mg_{0,95}Fe_{0,15}²⁺X
 XAl_{0,01})_{2,00}(Si_{1,95}Al_{0,05})_{2,00}O_{6,00}; 8 — (Na_{0,03}Ca_{0,86}Mg_{0,75}Ti_{0,06}Fe_{0,25}²⁺X

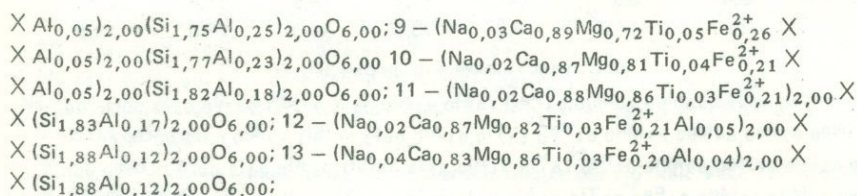
Примечание. Базальт-риолитовая формация: 1—4 — андезит-базальт (обр. $\frac{3}{2}/78$); 5, 6 — андезито-базальт (обр. $\frac{3}{3}/78$); 7 — риолит (обр. $\frac{7}{2}/77$). Базальт-трахидолеритовая формация: 8—19 — трахидолериты и трахидолериты (обр. 414/77, 411/77, 414/77, 408/77, 410/77, 415/77, 412/77, 406/77, 409/77, 415/77, 411/77, 408/77). Аналитик Е.Е. Абрамова (ИГЕМ АН СССР).

= 80—83°). Химический состав базальтов и андезито-базальтов приведен в табл. 2, а состав их породообразующих минералов — в табл. 3—5. В базальтах северо-западной части о-ва Медный обнаружены микроскопические включения ультраосновных пород. Размер этих включений 2,0—2,5 мм. Сложены они идиоморфными кристаллами свежего высокомагнезиального оливина, ромбического и моноклинного пироксенов и хромшпинелидов. Количественные соотношения названных минералов позволяют отнести включения по составу к лерцолитам. Геохимические особенности базальтов и андезито-базальтов показаны в табл. 3, 4, 5.

По содержанию породообразующих элементов, а также Co, Ni, Cr, V, Sr, Ba, Zr, базальты и андезито-базальты о-ва Медный близки к толеитовым базальтам многих островных дуг [45], хотя эпимагматические

Таблица 4 (окончание)

Компонент	Базальт-трахидолеритовая формация						
	8	9	10	11	12	13	
SiO ₂	47,28	47,85	49,26	49,62	51,26	51,38	
TiO ₂	2,03	1,90	1,39	1,18	1,14	1,19	
Al ₂ O ₃	6,63	6,21	5,25	3,70	3,97	3,66	
FeO	8,13	8,26	6,68	6,87	6,86	6,70	
MnO	0,10	0,15	0,07	0,07	0,16	0,15	
MgO	13,72	13,25	14,64	15,62	15,08	15,77	
CaO	21,69	22,41	21,96	22,19	22,14	21,10	
Na ₂ O	0,40	0,36	0,32	0,26	0,25	0,54	
K ₂ O	—	—	—	—	—	0,04	
С у м м а	99,98	100,39	99,57	99,51	100,86	100,53	
Вол	46,2	47,6	46,0	45,1	45,7	43,9	
Эн	40,3	38,5	43,0	44,1	43,1	45,5	
Фс	13,4	13,9	11,0	10,8	11,0	10,5	
f	25,0	26,5	20,5	19,6	20,4	18,9	



процессы в них обуславливали ощутимые вариации в содержании таких элементов, как закисное и окисное железо, магний, кальций, и натрий. K/Rb в базальтах и андезито-базальтах Командор равно в среднем 370 и приближается к значению K/Rb в основных породах известково-щелочных серий ряда островов Тихого океана: Идзу, Сайпана, Новой Британии, Фиджи [54].

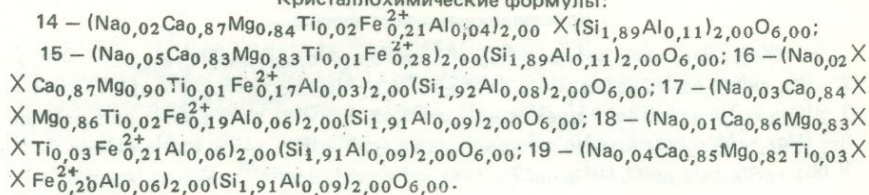
В то же время это отношение значительно ниже аналогичного отношения в толеитовых породах названных островов.

Кислые члены формации представлены риолитами и риолито-дацитами. Они также распространены в северо-западной части о-ва Медный в районе бухты Трофимовского до мыса Сулковского и слагают многочисленные мощные (до 50–70 м) и относительно короткие (1–3 км) лавовые потоки, горизонты лавовых брекчий, туфов, туфобрекчий и туфоконгломератов, а также ряд крупных гипабиссальных штоков, силлов и даек, микролакколитов и экструзивных куполов, прорывающих эффузивы. Риолитовые штоки на севере о-ва Медный прорывают описанную выше толщу андезито-базальтов, причем в зонах эндоконтактов интрузивных тел присутствуют многочисленные частично ассимилированные ксенолиты базальтов и андезито-базальтов. В риолитовых штоках бухты Песчаной встречаются специфические образования — андезито-базальтовые псевдодайки, свидетельствующие о близкоодновременном внедрении базальтового и риолитового расплавов.

Базальт-трахидолеритовая формация

14	15	16	17	18	19
51,48	51,55	51,65	51,86	51,98	52,08
0,88	0,46	0,51	0,86	1,15	1,01
3,53	2,41	2,64	3,49	3,45	3,60
6,99	9,14	6,48	6,19	6,96	6,60
0,15	0,47	0,10	0,14	0,15	0,15
15,05	15,01	19,98	15,56	15,02	15,05
22,10	21,08	21,95	21,49	21,95	21,72
0,25	0,66	0,29	0,46	0,21	0,55
—	0,02	—	0,01	—	—
100,43	100,80	99,55	100,06	100,87	100,76
45,3	42,8	44,8	44,4	45,3	45,5
43,8	42,8	46,4	45,5	43,7	43,9
10,9	14,4	8,8	10,0	11,0	10,7
20,0	25,2	16,3	18,1	20,2	19,6

Кристаллохимические формулы:



Породы андезитового и андезито-дацитового состава на о-ве Медный распространены локально, слагая главным образом горизонты пирокластики среди риолитовых и риолито-дацитовых лав. Возможно, эти породы представляют собой промежуточную по составу разновидность между основными и кислыми членами формации.

Риолиты и риолито-дациты, слагающие интрузивные тела и лавовые потоки, в петрографическом отношении очень однородны и представляют собой порфиоровые породы, содержащие во вкрапленниках частично или полностью альбитизированный андезин № 44—48 (15—25%), кварц (10—15%) и в небольших количествах моноклинный пироксен (1—2 об.%). Последний варьирует по составу от авгита с железистостью $f = 13,1\%$ до ферроавгита ($f = 43,6$). Исследования¹ на лазерном микроанализаторе LMA-1 показали, что содержание хрома в пироксенах риолитов (1000—3000 г/т) на порядок выше его содержания в пироксенах континентальных гранитов и близко к таковому в авгитах из оливиновых габбро, входящих в состав расслоенной Скергаардской интрузии в Гренландии [70]. Иногда вокруг зерен плагиоклаза отмечается оторочка калинариевого полевого шпата состава Or 35,6—48,6; Av 42,5—59,1; An 5,3—7,9. Основная масса (60—70 об.%) с фельзитовой, иногда витрофировой,

¹ Аналитик Г.Л. Васильева (ИГЕМ АН СССР).

Таблица 5

Химический состав роговой обманки биотита, оливина и рудного минерала в магматических породах Командорских островов

Компонент	Базальт-риолитовая формация			Базальт-трахиодолеритовая формация		
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	55,21	58,73	1,43	40,35	39,46	48,53
TiO ₂	0,24	0,16	8,09	—	—	—
Al ₂ O ₃	9,94	10,25	1,26	0,15	0,05	29,28
FeO	17,07	15,45	88,58	11,58	12,64	—
MnO	—	—	—	0,28	0,16	—
MgO	7,49	5,59	—	47,00	46,80	—
CaO	0,30	0,27	0,13	0,19	0,14	0,51
Na ₂ O	0,21	0,08	—	—	—	17,34
K ₂ O	8,40	8,18	—	—	—	—
Сумма	98,86	98,71	99,49	99,55	99,75	95,66
F _o	—	—	—	88,0	87,9	—
F _a	—	—	—	12,0	12,1	—
f	56,2	60,5	—	12,0	12,1	—

Кристаллохимические формулы:

- 1 — (K_{0,81}Na_{0,03}Ca_{0,02})_{0,86}(Mg_{0,84}Fe_{1,08}²⁺Ti_{0,01}Al_{0,89})_{2,82}(Si_{4,18})_{4,18}(O, OH)_{12,00};
 2 — (K_{0,79}Na_{0,02}Ca_{0,02})_{0,83}(Mg_{0,63}Fe_{0,98}²⁺Ti_{0,01}Al_{0,92})_{2,54}(Si_{4,45})_{4,45}(O, OH)_{12,00};
 3 — (Ca_{0,01}Ti_{0,22}Al_{0,06}Fe_{2,66}²⁺Mg_{0,05})_{3,00}O_{4,00}; 4 — (Mg_{1,76}Fe_{0,24}²⁺Si_{1,00})_{3,00}O_{4,00};
 5 — (Mg_{1,74}Mn_{0,01}Fe_{0,24}²⁺Al_{0,01})_{2,00}Si_{1,00}O_{4,00}; 6 — (Na_{1,14}Ca_{0,02}Al_{0,84})_{2,00} X
 X (Si_{1,66}Al_{0,34})_{2,00}(O, OH)_{6,00}; 7 — (Ca_{1,63}Na_{0,52})_{2,20}(Fe_{1,37}Mg_{3,33}Ti_{0,13} X
 X Al_{0,17})_{5,00}(Si_{6,86}Al_{1,14})_{8,00}(O, OH)_{24,00}; 8 — (Ca_{1,67}Na_{0,45}K_{0,05})_{2,17}(Fe_{1,38} X
 X Mg_{3,23}Ti_{0,09}Al_{0,30})_{5,00}(Si_{7,09}Al_{0,91})_{8,00}(O, OH)_{24,00}; 9 — (K_{0,78}Na_{0,12})_{0,90} X

Примечание. Базальт-риолитовая формация, риолиты (обр. 7/77): 1, 2 — биотит, 3 — магнетит. Базальт-трахиодолеритовая формация, трахиодолериты (обр. 409/77), 4, 5 — оливин, 6 — анальцит. Диорит-гранитоидная формация, тоналиты

структурой содержит мелкие выделения магнетита, пироксена, биотита, апатита, сфена и циркона. Биотит низкотитанистый (TiO₂ = 0,16–0,24%) и железистый (f = 56–61%). В витрофировых разновидностях риолитов часто отчетливо наблюдается флюидальность. Риолитовые лавы и пирокластика, обнажающиеся вдоль северо-восточного побережья о-ва Медный, интенсивно пропилитизированы и превращены в пропилиты и вторичные кварциты с убогой пирит-халькопиритовой минерализацией [29]. Химизм риолитов о-ва Медный в целом соответствует химизму известково-щелочного риолита по Ноккольдсу [63], но отличается более низким содержанием K₂O и более высоким Na₂O. От плагиогранитов, залегающих в верхних частях разрезов многих офиолитовых комплексов, их отличает более высокое содержание K₂O. Вместе с тем по распределению большинства микроэлементов риолиты и риолито-дациты близки к базальтам и андезито-базальтам, с которыми они пространственно ассоциируют (табл. 6). Отношение K/Rb в риолитах и риолито-дацитах о-ва Медный (среднее 513) несколько выше, чем в четвертичных риолитах и риолито-дацитах

Диорит-гранитоидная формация

	7	8	9	10	11	12	13
	49,12	51,39	42,66	41,18	52,93	38,47	38,87
	1,24	0,92	2,91	3,53	0,89	4,34	4,76
	8,04	7,41	13,00	13,73	4,54	13,99	13,59
	11,75	11,93	12,19	12,45	10,89	15,23	16,41
	—	—	—	—	0,61	0,31	0,28
	16,13	15,74	16,11	16,89	17,46	15,75	15,63
	10,91	11,36	—	—	11,53	0,14	0,09
	1,88	1,70	0,80	1,16	0,94	0,11	0,12
	0,32	0,29	8,18	8,54	0,32	9,73	9,70
	99,38	100,75	95,85	97,53	100,11	98,09	99,45
	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—
	29,1	29,9	30,0	29,0	25,9	35,6	37,0

X $(Mg_{1,78}Fe_{0,76}^{2+}Ti_{0,16}Al_{0,30})_3,00(Si_{3,17}Al_{0,83})_4,00(O, OH)_{12,00}$; 10 — $(K_{0,79} X$
 $X Na_{0,17})_{0,96}(Mg_{1,86}Fe_{1,25}^{2+}Ti_{0,16}Al_{0,22})_3,00(Si_{3,03}Al_{0,97})_4,00(O, OH)_{12,00}$; 11 —
 $(Ca_{1,70}Na_{0,25}K_{0,05})_2,00(Fe_{1,25}^{2+}Mg_{3,58}Mn_{0,07}Ti_{0,09}Al_{0,01})_5,34(Si_{7,28}Al_{0,72})_8,00 X$
 $X (O, OH)_{24,00}$; 12 — $(K_{0,92}Na_{0,02}Ca_{0,01})_{0,95}(Mg_{1,72}Fe_{0,95}^{2+}Mn_{0,02}Ti_{0,24}Al_{0,07})_3,00 X$
 $X (Si_{2,85}Al_{1,75})_4,00(O, OH)_{12,00}$; 13 — $(K_{0,91}Na_{0,02}Ca_{0,01})_{0,94}(Mg_{1,70}Fe_{1,00}^{2+} X$
 $X Mn_{0,02}Ti_{0,26}Al_{0,02})_3,00(Si_{2,85}Al_{1,15})_4,00(O, OH)_{12,00}$.

(обр. $\frac{12}{17}/77$); 7, 8 — роговая обманка; 9, 10 — биотит; гранодиорит (обр. $\frac{11}{6}/77$):
 11 — роговая обманка; 12 — биотит; аплит (обр. $\frac{11}{7}/77$); 13 — биотит. Аналитик
 Е.Е. Абрамова.

центрального и восточного секторов Алеут и близко к значению этого отношения в кислых членах известково-щелочных серий других островных дуг Тихого океана (Новой Зеландии, Японии, Бугенвиль, Фиджи, Соломоновых островов [54]). В то же время это отношение значительно ниже, чем в плагиогранитах, связанных с офиолитовой ассоциацией, в частности в плагиогранитах массива Троодос на о-ве Кипр, для которых K/Rb равно 1000 [44].

Радиологический возраст риолитов, слагающих лавовые потоки и интрузивные тела о-ва Медный, измеренные K-Ar методом по валовым пробам пород, варьирует от 28,0 до 35,0 млн. лет (см. табл. 1), что по отечественной геохронологической шкале 1964 г. отвечает олигоцену. Геологоструктурная сопряженность базальтов и риолитов, образование их в пределах относительно узкого временного интервала, соответствующего раннему этапу развития островной дуги, а также отмеченные общие геохимические особенности позволяют объединить эти породы в единую магматическую формацию. Однако вряд ли справедливым было бы

Таблица 6

Среднее содержание микроэлементов в магматических породах Командорских островов в сравнении с эталонами, г/т

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8
Co	77	30	34	64	60	20	50	40
Ni	49	21	5	27	120	50	30	15
Cr	20	71	20	90	130	80	45	10
V	760	143	380	600	540	100	100	20
Sr	200	236	520	370	950	500	670	77
Ba	320	403	250	230	510	200	320	290
Zr	80	100	80	100	140	100	100	100
Cu	200	26	30	45	80	40	45	60
K (%)	0,22	1,51	0,75	0,47	1,91	1,78	1,81	5,12
Rb	6	33	22	15	25	18	20	30
K/Rb	370	513	330	315	765	988	905	1700

Примечание. Командорские острова. Базальт-риолитовая формация: 1 — базальт (5 анализов); 2 — риолит (10 анализов); базальт-трахидолеритовая формация: 3 — базальт (10 анализов); 4 — габбро (8 анализов); 5 — трахидолерит (15 анализов); диорит-гранитоидная формация: 6 — кварцевый диорит (8 анализов); 7 — гранодиорит (12 анализов); 8 — аплит (4 анализа); 9 — андезит (13 анализов). Эталоны. Энциматические островные дуги. Южно-Сандвичева дуга [36]; 10 — ба-

предположение об образовании риолитов в процессе кристаллизационной дифференциации базальтового расплава, из которого возникли базальты и андезито-базальты о-ва Медный. Этому противоречат геохимические особенности командорских риолитов, отличающие их от плагиогранитов, связанных с офиолитовыми ассоциациями. Вместе с тем результаты известных экспериментальных работ Г. Винклера и Г. Фон Платена [6] не дают возможности предположить образование плагиориолитов в процессе анатектического плавления сиалических масс, которые могли бы сохраняться в основании некоторых частей Алеутской островной дуги, ибо в этом случае должны были бы образоваться нормально-калиевые известково-щелочные породы типа гранита-риолита. В качестве вероятно можно было бы высказать следующее предположение. Базальты и андезито-базальты Командор представляют собой результат кристаллизации в подводных условиях базальтового расплава, выплавившегося из верхней мантии под океаном в период заложения той глубинной структуры, из которой впоследствии образовалась Алеутская островная дуга. Под воздействием эндогенного тепла, которое нес с собой базальтовый магматический расплав, происходило частичное плавление горизонтов океанической коры, сложенных андезито-базальтовыми туфотурбидитами. Анатектическое плавление таких водосодержащих туфотурбидитов может привести к появлению расплава, кристаллизация которого в гипабиссальных условиях и излияние его на дно океана дали лавовые покровы и интрузивные тела риолитов и риолито-дацитов. Появление этих кислых пород представляет собой начальный момент зарождения сиалической коры в пределах развивающейся островной дуги. Изложенное предположение как будто бы объясняет и то, что риолиты и риолиты-дациты образовались несколько позже, чем первые базальты. Подобный механизм образования контрастных базальт-риолитовых или габбро-плагиогранитных формаций, характерных для ранних этапов развития большинства подвижных областей, неоднократно обсуждался в геологической литературе [2, 3, 10, 15, 26, 30].

	9	10	11	12	13	14	15	16	17
45	31	32	26	—	—	20	32	25	30
30	15	14	4	—	—	50	95	51	120
50	18	17	58	2	—	90	297	67	170
100	160	125	178	8	—	135	292	252	180
550	100	100	233	125	—	700	130	815	520
300	79	70	182	870	—	680	14	498	380
100	65	60	103	160	—	210	92	333	Не опр.
50	110	110	39	6	—	50	77	32	75
1,79	0,2	1,3	0,99	2,69	—	2,0	0,22	1,28	0,72
20	4,5	—	34,5	—	—	8,0	10	33	—
890	450	—	290	—	—	250	220	390	—

зальт; 11 — дацит. Энсиалические дуги. Новая Зеландия [49]; 12 — андезит; 13 — риолит; орогенные Южно-Американские Анды [64]; 14 — андезит. Породы дна океана: 15 — толеитовые базальты Атлантического океана [50], 16 — щелочные оливиновые базальты Атлантического океана [50]; 17 — траппы Сибирской платформы [19]. Анализы выполнены в ИГЕМ АН СССР, аналитик А.И. Галудзина.

БАЗАЛЬТ-ТРАХИДОЛЕРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Породы этой формации распространены в основном на о-ве Беринга, в его северной и северо-западной частях и в меньшей степени на о-ве Медный. На о-ве Беринга они представлены базальтовыми, андезитобазальтовыми, трахибазальтовыми, лавовыми потоками и покровами, реже силлами и дайками того же состава. Часто встречаются также дайки и силлы трахидолеритов. Мощность потоков варьирует от 20 до 50 м, протяженность составляет 2—5 км и более. Общая мощность вулканитов превышает 1000 м. На основании находок фораминифер и моллюсков в туфографелитовых и туфопесчаниковых прослоях среди базальтовых и трахибазальтовых лав в районе мыса Северо-Западный [32] возраст формации определяется как нижне-, среднемиоценовый. Датирование пород этой формации К-Аг методом [4] дало значения 21,0—25,0 млн. лет, что по отечественной геохронологической шкале 1964 г. отвечает границе нижнего и среднего миоцена. На о-ве Медный формация представлена андезитобазальтовыми и габбро-диабазовыми дайками мощностью 5—10 м, обнажающимися на восточном побережье острова между бухтами Гладковской и Жировой, а также небольшими штокообразными телами габброидов со столбчатой отдельностью в районе мысов Арий и Сивучий Камень. Описанная И. Морозевичем [61] и Ю.В. Жегаловым [9] на юго-западе о-ва Беринга единственная дайка "берингита", по нашим данным, представляет собой одну из многочисленных тешенитовых даек, часто встречающихся на восточном побережье о-ва Медный и в районе мыса Монати на о-ве Беринга. Слагающие их тешениты в петрографическом отношении близки к трахидолеритам интрузивных тел в окрестностях пос. Никольское.

Наиболее типичный представитель базальт-трахидолеритовой формации — трахибазальт. Это порфировая порода с массивной текстурой.

Вкрапленники представлены зональным лабрадором № 49–65 (15–20 об.%), моноклинным пироксеном (5–10%), ряда авгит-титанавгита ($f = 28,6–38,9\%$) и высокомагнезиальным оливином (3–5%) — хризолитом ($Fo = 87–88, Fa = 12–13$). Основная масса (60–70 об. %) имеет гиалопилитовую или пилотакситовую структуру и состоит из микролитов плагиоклаза и клинопироксена, погруженных в стекловатый базис с мелкими кристалликами магнетита. Иногда в ней встречаются чешуйки коричневого биотита. Важным в петрогенетическом отношении минералом является анальцим, выполняющий пустоты в породе, промежутки между минералами ранней кристаллизации и широко распространенный среди стекла основной массы.

Трахидолериты и тешениты по минеральному составу близки трахибазальтам, отличаясь лишь структурными особенностями, а базальты, андезитобазальты и габброиды характеризуются наличием более основного плагиоклаза (лабрадор № 65–70) и отсутствием биотита и анальцима.

Химический состав входящих в базальт-трахидолеритовую формацию пород (см. табл. 2) изменяется постепенно от состава среднего континентального базальта [14] до среднего щелочного габброида [22], при этом содержание K_2O в породах постепенно увеличивается и в некоторых трахидолеритах достигает 2,96%. Высококалиевые породы формации — трахибазальты, трахидолериты и тешениты — содержат существенно большие количества Co, Ni, Cr, V, Sr, Ba, Nb, Ta, чем базальты, андезитобазальты, габбро и габбро-диабазы (см. табл. 6). Увеличение содержания этих элементов, так же как и K_2O , происходит постепенно. Значение K/Rb в породах формации варьирует от 315–330 в базальтах и габбро до 765 в трахибазальтах и трахидолеритах.

Базальт-трахидолеритовая формация Командорских островов в петролого-геохимическом отношении имеет определенные черты сходства с шошонитовыми ассоциациями современных островных дуг [35, 52, 53, 56, 68]. Это выражается в повышенных содержаниях таких элементов, как K, Sr, Ba при относительно низком содержании Fe, а также наличии титанистого авгита — минерала, характерного для щелочно-базальтоидных и щелочно-габброидных пород.

Выше уже отмечалось, что радиологический возраст пород базальт-трахидолеритовой формации равен 21,0–25,0 млн. лет. Наиболее молодые значения возраста ($21,0 \pm 3$ млн. лет) получены для наиболее калиевых пород — трахидолеритов, слагающих sill вблизи пос. Никольское (содержание калия до 2,27%). Возрастные соотношения и петролого-геохимические особенности входящих в состав формации пород свидетельствуют о закономерном изменении состава исходного базальтового расплава в сторону увеличения его щелочности.

ДИОРИТ-ГРАНИТОИДНАЯ ФОРМАЦИЯ

Породы этой формации распространены только в центральной и южной частях о-ва Медный и слагают штоки, небольшие лакколитоподобные тела, дайки и лавовые потоки.

Наиболее крупное интрузивное тело площадью около 10 км² находится в районе мыса Черного и сложено гранодиоритами со столбчатой отдельностью. Установить характер контакта массива гранодиоритов с вмещающей вулканогенно-осадочной толщей нижнего миоцена не удастся, так как зона контакта интенсивно преобразована более поздними гидротермальными процессами и породы в ней превращены во вторичные

кварциты. Однако дайки гранодиоритов мощностью 3–5 м прорывают вмещающие туфогенные образования. В центре и на юге о-ва Медный обнаружены лавколитоподобные тела и дайки, сложенные тоналитами.

Гранодиориты представляют собой породы массивной текстуры и гипидиоморфно-зернистой структуры. Состоят они из плагиоклаза (50–55 об.%), калиевого полевого шпата (5–7%), роговой обманки (15–20%), биотита (2–5%) и кварца (15–20%). Акцессорные минералы (1–2%): циркон, магнетит и апатит. Последний часто образует оторочки вокруг зерен магнетита. Тоналиты отличаются от гранодиоритов порфировой структурой, отсутствием калиевого полевого шпата и наличием большего количества кварца (до 20%) и биотита (до 10%).

Плагиоклаз в гранодиоритах и тоналитах соответствует по составу олигоклазу-андезину (№ 17–43). Он часто зонален, при этом краевые части зерен представлены олигоклазом (№ 17–20), а центральные – андезином (№ 36–43). С помощью микрозонда было установлено, что от центра зерен к периферии увеличивается также содержание ортоклазовой составляющей (2,1 *Or* – центр, 4,1 *Or* – край). Калинатриевый полевой шпат в гранодиоритах соответствует высокому ортоклаз-криптопертиту ($-2V = 52-56^\circ$).

Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой ($-2V = 48-64^\circ$), железистость которой для гранодиоритов $f = 25,9\%$, а для тоналитов $f = 29,1-29,8$ (см. табл. 5). Биотит в тоналитах и гранодиоритах присутствует как первичный, так и вторичный, развивающийся по роговой обманке. Его железистость в тоналитах ($f = 29,2-30,0\%$) ниже, чем в гранодиоритах ($f = 32,7$).

В периферических участках массивов породы приобретают порфировую структуру. Основная масса в этом случае имеет микропойкилитовую, иногда микропегматитовую структуру и состоит из лейст плагиоклаза, включенных в более крупные, ксеноморфные зерна кварца. В небольших количествах присутствуют эпидот и хлорит.

Интрузивные тела, сложенные гранодиоритами и тоналитами, нередко прорезаются жилами аплита мощностью до 1 м. Аплиты – это плотные мелкозернистые породы, состоящие из калинатриевого полевого шпата состава Or_{75}, Ab_{25} (30–35 об.%), андезина-олигоклаза № 13–37 (25–30%), кварца (35–40%) и биотита (2–5%). Последний, по сравнению с биотитом гранодиоритов и тоналитов наиболее железистый ($f = 37,1\%$) и наиболее титанистый ($TiO_2 = 4,76\%$). Изучение содержания микроэлементов в роговых обманках и биотитах тоналитов, гранодиоритов и аплитов на лазерном микроанализаторе LMA-1¹ показало закономерное увеличение в этом ряду концентраций Co, Ni, Cr, Cu при равных значениях V, Sr, Ba, Zr. Следует отметить также закономерное увеличение титанистости биотитов в возрастном ряду пород базальт-риолитовой, базальт-трахидолеритовой и диорит-гранитоидной формации.

Эффузивная фация описываемой формации, представленная преимущественно андезитовыми и андезито-дацитовыми лавами, пространственно тесно ассоциирует с интрузивами тоналитов и гранодиоритов и является, учитывая особенности вещественного и химического состава пород, их эффузивными аналогами. Здесь мы несомненно имеем дело с единой вулканоплутонической формацией в понимании Е.К. Устиева [24], как это уже отмечалось ранее Ю.В. Жегаловым [9] и О.А. Шмидтом [33].

¹ Аналитик Г.Л. Васильева (ИГЛ 1 АН СССР).

По содержанию петрогенных элементов, а также Co, Ni, Cr, V, Sr — породы диорит-гранитоидной формации, как и риолиты базальт-риолитовой формации, близки средним андезитам-диоритам, по А.П. Виноградову [7], а по содержанию Ba они ближе к основным породам (см. табл. 6). Породы, формации содержат больше Sr (370—950 г/т), чем риолиты о-ва Медный (в среднем 236 г/т). K/Rb в породах диорит-гранитоидной формации, равное 890—901, а в аплитах — 1700, выше, чем для риолитов (в среднем 513).

Абсолютный возраст пород диорит-гранитоидной формации Командорских островов составляет 8,5—12,5 млн. лет, что соответствует границе миоцена и плиоцена и подтверждается геологическими наблюдениями. Близкие по возрасту и вещественному составу породы широко распространены на Алеутских островах.

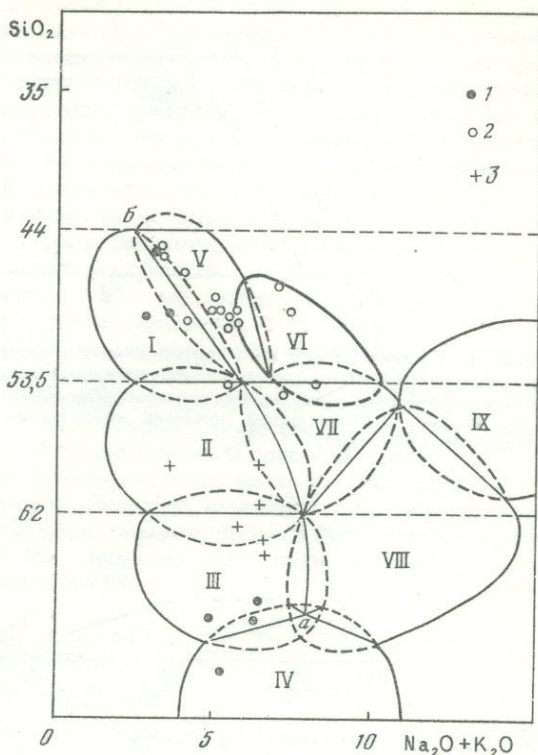
ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И НЕКОТОРЫЕ СООБРАЖЕНИЯ О ГЕНЕЗИСЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД КОМАНДОРСКИХ ОСТРОВОВ

Выявленные закономерности распространения вулканических пород островов Беринга и Медный дают дополнительную информацию в пользу "нестандартного" развития магматизма в пределах Алеутской островной дуги. Ранее об этом писал, например, Р. Кей [57], приводя данные по геохимии и петрохимии. Нестандартность сказывается в том, что вслед за толеитовой серией (контрастная базальт-риолитовая формация) формируется не известково-щелочная серия, как это наблюдается в большинстве островных дуг, а выплавляются магмы, обедненные кремнеземом и обогащенные щелочами (рис. 3). Однако в отличие от типичных внутриконтинентальных базальтов отмечается несколько повышенное содержание Al_2O_3 , что позволяет отнести породы щелочной долерит-базальтовой серии к типу щелочных базальтов островных дуг, переходных к высокоглиноземистым базальтам по Куно. Подобные разновидности известны и в пределах континентальных структур. Так, Дзэбханский ареал кайнозойских базальтоидов Центральной Монголии представлен щелочными породами с повышенным содержанием Al_2O_3 , что позволило В.В. Кепежинскому выделить их в переходный тип от щелочных базальтоидов к известково-щелочным [12].

Петрохимические особенности состава вулканитов и слагающих их минералов позволяют рассмотреть некоторые аспекты петрогенезиса магматических пород выделенных формаций.

Прежде всего отмечается явная неравновесность крупных кристаллов кварца, амфибола в кислых породах. Так, в риолитах базальт-риолитовой формации содержатся округлые зерна кварца с "проплавленными" каналами. В гранодиоритах диорит-гранитоидной формации наблюдается опацизация амфибола. Эти факты свидетельствуют об изменении режима флюидной фазы в ходе эволюции магмы. Судя по минеральному составу базальтов базальт-риолитовой формации базальтовая магма была высокотемпературной и относительно сухой. Пироксены относительно магнетизальны и тяготеют к полю диопсида (рис. 4). Следует отметить также высокую основность плагиоклазов (Al_{60-65}) и их высокотемпературный характер (рис. 5). Резорбция кварца в риолитах указывает на неравновесность минерала, обусловленную его интрателлурической кристаллизацией при высоком давлении воды. По экспериментальным данным [18, 69], при увеличении содержания воды в риолитовом расплаве резко

Рис. 3. Положение вулканических пород базальт-риолитовой (1), базальт-трахидолеритовой (2) и диорит-гранитоидной (3) формаций Командорских островов на петрохимической диаграмме Мидльмоста. Справа от линии "а-б" расположены породы щелочного ряда. На диаграмме выделены поля: I — субщелочных базальтов, II — андезитов, III — дацитов, IV — риолитов, V — щелочных базальтов, VI — трахизбазальтов, VII — трахиандезитов, VIII — трахитов, IX — фонолитов



расширяется поле кристаллизации близкидусного кварца. При содержаниях воды более 5 вес. % кварц начинает кристаллизоваться первым на глубинах более 10–15 км.

Однако с падением содержания воды в расплаве или с уменьшением давления система переходит в область совместной кристаллизации кварца и полевого шпата. Этим мож-

но объяснить неравновесность интрателлурического кварца с расплавом в близповерхностных условиях, которая проявляется в его интенсивной коррозии. Вероятно, температуры риолитового расплава были не ниже 900°C (ближе к 1000°C). Это позволяет оценить глубины зарождения риолитовой магмы (и глубины существования магматического очага, в котором происходила кристаллизация кварца ± полевого шпата) в 30 ± 10 км.

Существование практически недифференцированной контрастной серии базальт-риолитовых пород позволяет предположить существование самостоятельного источника кислой магмы (вероятное плавление водонасыщенных базальтовых туфобридитов).

Глубинные разломы обусловили выход на поверхность наиболее глубинных щелочно-базальтовых магм, сформировавших породы базальт-трахидолеритовой формации. Именно для щелочных базальтов характерны высокоглиноземистые титанистые пироксены авгитового типа. Отметим, что состав пироксенов и плагиоклазов не соответствует кристаллизации на поверхности, а отражает глубинные условия образования (гипабиссальные условия, в которых формировались силлы и дайки). Это проявляется в несколько более кислом характере плагиоклаза (~ на 10–15 мол.% Ab) и явно высоким содержанием чермакитовой молекулы в пироксене (см. табл. 3.4). Несколько неравновесный состав вкрапленников по отношению к основной массе отмечали для щелочных

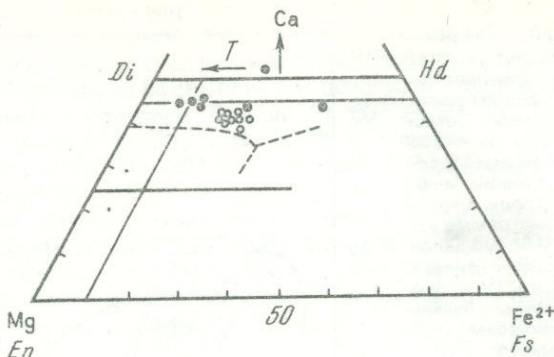


Рис. 4. Положение составов вкрапленников моноклинных пироксенов базальт-риолитовой и базальт-трахидолеритовой формаций в поле твердых растворов диопсид — геденбергит — энстатит-ферросилит ($Di-Hd-En-Fs$). Обозначения формаций см. на рис. 3. Пунктиром показана котектическая кристаллизация пироксенов при низких давлениях

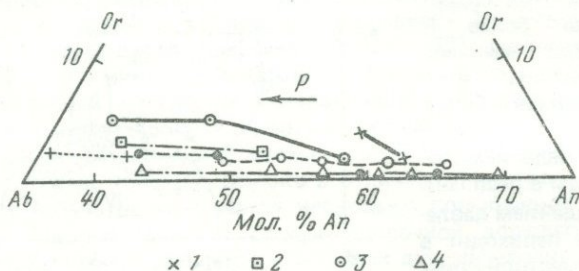


Рис. 5. Положение составов вкрапленников плагиоклаза в породах базальт-риолитовой, базальт-трахидолеритовой и диорит-гранитоидной формаций Командорских островов в поле твердых растворов альбит-анортит-ортоклаз ($Ab-An-Or$). Условные обозначения формаций см. на рис. 3. Показаны тренды изменения составов плагиоклаза в высокоглиноземистом базальте (1), андезито-базальте (2), андезите (3), высокоглиноземистом базальте (4) с увеличением давления (P) от 1 ат. до 18 кбар по данным Т. Грина

базальтов Исландии [20] и для подщелочных базальтов Камчатки [25], в то же время не наблюдаются минералы, аналогичные по составу мегакристам высокого давления, характерным для щелочно-базальтовых пород континентов, островных дуг и океанов. Пироксены такого типа резко отличаются пониженным содержанием CaO ($\sim 15\%$).

Сухое фракционирование щелочного базальта на умеренных глубинах (в области существования базальтовой ассоциации минералов) может сформировать трахиандезитовую магму. Для этого достаточно осадить из базальтового расплава 20% *Пл*, 10% *Пир*, 5% *Ол* и 10% *Маг*, т.е. минеральную ассоциацию, эквивалентную соотношениям вкрапленников в породе.

По положению в пироксеновом четырехугольнике (см. рис. 4) авгиты трахибазальтов и долеритов базальт-трахидолеритовой формации — более низкотемпературные фазы, чем моноклинный пироксен базальтов базальт-риолитовой формации. Однако по пироксеновому термометру Дэвиса-Бойда авгиты оказываются более высокотемпературными. Это может

быть объяснено тем, что щелочные базальты более глубинные образования, чем базальты базальт-риолитовой формации. Флюиды создавали высокотемпературную восстановительную обстановку, препятствующую кристаллизации гидроксилсодержащих фаз — амфиболов и слюд. Расчет показал, что отсадка из щелочобазальтовой магмы этих минералов в количестве 20 и 5% соответственно приведет к образованию базальтового (по содержанию SiO_2) деривата, состав которого сильно отличается от обычных составов горных пород, известных в островных дугах.

Мощный базальтовый вулканизм и интрузивный магматизм "подготавливают" выплавление диорит-гранитоидных магм на верхних структурных этажах (в коре): ситуация, обычная для орогенной стадии тектонического режима. Возможно, здесь мы сталкиваемся с проявлением того процесса магматической дифференциации, о котором писал Эрлих [34], рассматривая условия формирования щелочобазальтовой магмы в островных дугах. Переход от толеитовой магмы к щелочной сопровождается выносом SiO_2 , формирующей толщи кремнистых осадков и "гранитизирующей" базальтовый слой коры. Таким образом, выплавление кислой магмы предваряется метасоматическим преобразованием глубинного субстрата. Параллельно происходит и его метаморфическое преобразование (габбровая ассоциация минералов сменяется породами зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма). Весь комплекс этих физико-химических процессов характеризует преобразование коры океанического типа в континентальную.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ВОСТОЧНОГО УЧАСТКОВ АЛЕУТСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Рассмотрим теперь особенности проявления магматизма в пределах американского сектора Алеутской островной дуги, исходя из геологических соотношений пород, характера их деформаций и абсолютного возраста. В табл. 1 для сопоставления с Командорскими приводятся также данные по радиологическому датированию магматических пород Алеутских островов. Анализ ее показывает, что магматические породы Алеутских островов объединяются в те же возрастные и генетические группы, что и на Командорских.

Исходя из возраста обнажающихся на Алеутах магматических горных пород, момент зарождения Алеутского хребта можно отнести к самому началу палеогена [39, 66], хотя весьма вероятно, что первичный глубинный разлом, ставший подводящим каналом магматических расплавов, образовался несколько ранее — в мелу [16, 37, 42, 43, 51, 58, 59, 67]. По геофизическим данным к северу и к югу от Алеутской дуги "комплекс основания" образован океанической корой, вероятно, имеющей допоздне-мезозойский возраст с Беринговоморской [67] и палеоценовый или чуть древнее — с Тихоокеанской стороны дуги [62].

По мнению О.И. С. Труненко [23], использующего результаты глубоководного бурения скв. 192 с судна "Гломар Челленджер" [65], наличие мелководной фации осадков в средне-, позднеэоценовых отложениях на отдельных участках гайота Мейджи, расположенного южнее Командорских островов, указывает на то, что он не был еще полностью погружен 38 млн. лет назад. По-видимому, 38 млн. лет — это тот рубеж, когда восточная Камчатка и подводная возвышенность Обручева образовали единую морфоструктуру. Затем происходит значительное опускание

океанического дна, связанное, по мнению О.И. Супруненко, с заложением Курильского глубоководного желоба и, по-видимому, с образованием в это же время субширотного глубинного разлома — зародыша Алеутской островной дуги и связанного с ним Алеутского глубоководного желоба.

Период опускания океанического дна и заложения глубинного разлома отмечен образованием сначала базальтов, а несколько позже — риолитов базальт-риолитовой формации.

Наиболее ранние проявления магматизма в американском секторе Алеутской дуги, соответствующие по возрасту и положению в структуре дуги базальт-риолитовой формации Командорских островов, известны на многих островах: Атту и Агатту (формация "основания"), Амчитка (формация Круглой-Пойнт, Амчитка и Банджо-Пойнт), Адак и Илак (формация Эндрью Лейк, Фингер-Бэй), Рэт (формация Рэт, Ганнерс-Ков), Киска (формация Вега-Бэй), Уналашка (формация Уналашка). В основном — это базальтовые шаровые лавы и туфы, часто, как и базальтоиды Командорских островов, претерпевшие зеленокаменное перерождение. Возраст их, по данным американских геологов, 26—42 млн. лет. По мнению С.Де. Лонга с соавторами [48], первые цифры, вероятно, отражают возраст метаморфизма пород, а последние — приближаются к истинному возрасту. По-видимому, подобные базальты слагают основной объем хребта ("комплекс основания"). Следует отметить, что недавно на о-ве Адак в центральном секторе Алеутской дуги были обнаружены интрузивные тела плагиориолитов, в петрографическом отношении близких Командорским, с аналогичными значениями абсолютного возраста 31—35 млн. лет [41].

На о-ве Умнак, расположенном примерно в 10 км к западу от полуострова Аляска и имеющем в своем основании типичную континентальную земную кору, по данным Ф. Базрса [38], магматические породы раннего этапа развития островной дуги представлены, как и на Командорских островах, преимущественно кислыми разновидностями: plutonicкими породами и метаморфическим комплексом низкой ступени метаморфизма. Они включают: 1) альбитизированные изверженные и осадочные породы, по-видимому, частично даже дотретичного возраста: диориты, гранофиры, риолиты; 2) постолгоценовые интрузивные породы кислого состава; 3) вулканические "кератофировые" породы центрального Умнака, которые были гидротермально изменены и участками фельдшпатизированы с новообразованиями калинатриевого полевого шпата. Кислые члены формации в отличие от Командорских плагиориолитов имеют здесь нормально высокое содержание K_2O и образовались, вероятно, в процессе анатектического плавления унаследованного сиалического цоколя в период подъема базальтового расплава.

Горные породы следующей возрастной группы — производные щелочной базальтовой магмы — ограничено распространены на Алеутских островах. Известны отдельные базальтовые и андезит-базальтовые лавовые потоки с абсолютным возрастом 23 млн. лет на о-вах Амагигнак и Уналашка и интрузив габбро на о-ве Атту с возрастом 26 млн. лет [48]. Петрографические аналоги трахидолеритовых и тешенитовых пород Командорских островов на Алеутских островах, по-видимому, отсутствуют.

Наиболее интенсивное проявление вулканической деятельности на Алеутских островах приходится на средний миоцен. Магматические породы этого этапа известны почти на всех центральных и восточных островах

дуги: Атту, Агатту, Семичи, Киска, Адак, Амчитка, Кагалашка, Уналашка, где представлены андезитовыми, дацитовыми, реже базальтовыми лавами и крупными интрузивными телами гранодиоритов с абсолютным возрастом 8—15 млн. лет [48]. В среднем и позднем миоцене Алеутский хребт испытал орогенез, приведший к пологому смятию ранее образовавшихся осадочных и вулканических пород вдоль оси хребта и разбивший их рядом продольных и поперечных сбросов [35, 60]. По-видимому, в главную фазу орогенеза внедрились интрузивные тела диорит-гранитоидной формации. Р. Андерсон [35] полагал, что причиной подъема хребта служило внедрение этих интрузий. Комагматичные интрузивам андезито-дацитовые вулканы образовались уже в основном в субазральных условиях. Наиболее широко породы диорит-гранитной формации распространены в пределах центрального сегмента дуги, вблизи его сочленения с хребтом Боуэрс [39].

После орогенеза, которому сопутствовало накопление грубообломочно-го материала на склоновых террасах и межгорных впадинах, начинается вулканизм позднего этапа, аналоги которого на Командорских островах отсутствуют. Это большое количество четвертичных стратовулканов, которые образуют дугообразную цепь действующих и потухших жерловин, приуроченных к северной тыловой части склона Алеутского хребта (см. рис. 1) и протягивающихся от о-ва Булдырь на западе до п-ова Аляска на востоке.

Датирование андезитовых лав этих вулканов К-Аг методом [40, 60] и наличие вулканического пепла в скважинах глубоководного бурения в акватории Берингова моря [46] свидетельствуют о том, что Алеутская дуга в современном виде сформировалась около 3 млн. лет назад. Подобная же цифра — 3 млн. лет — приводится О.И. Супрененко как окончательное время формирования Курильского глубоководного желоба и Курильской островной дуги в современном виде [23].

ВЫВОДЫ

Изучение магматизма Алеутской островной дуги позволило выделить магматические формации, образовавшиеся на последовательных этапах эволюции островной дуги от времени ее заложения до превращения в горную страну.

Период прогибания океанического дна и заложения глубинного разлома — зародыша Алеутской дуги — отмечен образованием контрастной базальт-риолитовой формации. Базальты и андезито-базальты — наиболее ранние породы формации — были продуктом кристаллизации базальтового расплава, выплавлявшегося из верхней мантии под океаном. Кислые члены формации образовались несколько позднее. В той части Алеутской островной дуги, которая закладывалась на океанической коре, риолиты и риолито-дациты кристаллизовались из расплава, который возник в процессе палингенного плавления водосодержащих андезито-базальтовых туфотурбидитов под влиянием тепловой энергии поднимающейся перегретой базальтовой магмы. Такие плагиориолиты отличаются преобладанием Na_2O над K_2O (плагиориолиты) и рядом геохимических особенностей. Там же, где в основании дуги находилась континентальная кора (о-ва Умнак и Уналашка, п-ов Аляска), кислые члены базальт-риолитовой формации могли образоваться за счет анатектического плавления сиалических масс.

Для Командорских островов характерно развитие субщелочных базаль-

тоидов (базальт-трахидолеритовая формация), практически отсутствующих на остальной части Алеутской дуги. Это обстоятельство может быть связано с уровнем заложения магмовыводящих разломов, более глубоких в западном сегменте дуги. Орогенический этап в развитии Алеутской дуги отмечен образованием диорит-гранитоидной формации, породы которой распространены повсеместно.

Наконец, в посторогенный этап возникают современные (четвертичные) вулканы, извергающие в основном андезитовую лаву.

Латеральная изменчивость состава магматитов находится, по-видимому, в зависимости от гетерогенности основания Алеутской островной дуги.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аверьянов И.П.* О породах типа "зеленые туфы" северо-восточной части о-ва Кунашир. — *Тр. СахКНИИ*, 1961, вып. 10.
2. *Борсук А.М.* Магматические формации как индикаторы эндогенного режима подвижной области. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1977, № 2.
3. *Борсук А.М.* Латеральные вариации состава юрских магматических формаций Большого Кавказа и их петрологический смысл. — В кн.: *Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы*. М.: Наука, 1977.
4. *Борсук А.М., Цветков А.А., Аракелянц М.М.* Магматические формации западного сегмента Алеутской островной дуги: Тез. докл. на XIV Междунар. Тихоокеан. науч. конгр. Хабаровск, 1979.
5. *Борсук А.М., Цветков А.А., Аракелянц М.М., Гольцман Ю.В., Шанин Л.Л.* Новые данные по геохронологии магматических пород Алеутской островной дуги: Тез. докл. на сессии Комис. АН СССР по определению абсолютного возраста геологических формаций. Уфа, 1979.
6. *Винклер Г., фон Платен Г.* Экспериментальный метаморфизм и анатексис. Новосибирск: Наука, 1968.
7. *Виноградов А.П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — *Геохимия*, 1962, № 7.
8. *Егузаров Б.Х.* Геологическое строение Аляски и Алеутских островов. Л.: Недра, 1969.
9. *Жегалов Ю.В.* Командорские острова. — В кн.: *Геология СССР*. М.: Недра, 1964, т. 31, ч. 1.
10. *Изох Э.П.* Гипербазит — габбро-гранитный формационный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов. Новосибирск: Наука, 1965.
11. *Казаков Э.Н., Сергеева В.Б., Сергеев К.Ф., Стрельцов М.И.* Риолиты о-ва Медный (Командорские острова). Новосибирск: Наука, 1976.
12. *Кебежинская В.В.* Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979.
13. *Вольнец О.Н., Колосков А.В., Рудич К.Н.* Особенности кристаллизации магматических расплавов на малых глубинах. — В кн.: *Материалы к V Всегодич. петрогр. совещ. Алма-Ата*, 1976, т. 1.
14. *Кутюлин В.А.* Статистическое изучение химизма базальтов. М.: Наука, 1969.
15. *Марков М.С.* Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975.
16. *Марков М.С., Селиверстов В.А., Хотин М.Ю., Долматов Б.К.* О сочленении восточной Камчатки и Алеутской островной дуги. — *Геотектоника*, 1969, № 5.
17. *Морозевич И.* Месторождение самородной меди на Командорских островах. — *Тр. Геол. ком. Новая сер. 1912*, вып. 72.
18. *Наседкин В.В.* Петрогенезис кислых вулканитов. М.: Наука, 1975.
19. *Нестеренко Г.В., Авилова Н.С., Смирнова Н.П.* Редкие элементы в траппах Сибирской платформы. — *Геохимия*, 1964, № 10.
20. *Герасимовский В.И., Поляков А.И.* Геохимия и генезис пород вулканической серии рифтовых зон Восточной Африки и Исландии. — В кн.: *Основные проблемы рифтогенеза*. Новосибирск: Наука, 1977.
21. *Пуцаровский Ю.М.* Очерк строения и развития Алеутско-Аляскинской тектонической зоны. — В кн.: *Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца*. — *Тр. ГИН АН СССР*, 1963, вып. 89.
22. *Соловьев С.П.* Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л.: Наука, 1970.

23. *Супруненко О.И.* Проблемы вулканизма-плутонизма: Вулкано-плутонические формации. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 12.
24. *Устиев Е.К.* Региональные проблемы вулкано-плутонических формаций и их рудоносность. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 1.
25. *Флеров Г.Б., Колосков А.В.* Щелочной базальтовый магматизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976.
26. *Фролова Т.И.* Вулканогенные формации геосинклиналей контрастного типа. — В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973.
27. *Цветков А.А.* О самородной меди на Командорских островах. — В кн.: Тез. докл. на IV Всесоюз. школе-семинаре по морской геологии "Проблемы геологии океанов". Геленджик, 1980.
28. *Цветков А.А.* Псевдодайки в риолитах Командорских островов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 2.
29. *Цветков А.А.* Магматические породы раннего этапа развития Командорских островов и связанная с ними рудная минерализация. — В кн.: Петрология и рудоносность природных ассоциаций горных пород. М.: Наука, 1982.
30. *Чесноков С.В., Красивская И.С.* Проблема гнейсов и образование континентальной земной коры в геосинклиналях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 5.
31. *Шмидт О.А.* Проблема тектонического развития Командорских островов. — Геотектоника, 1974, № 6.
32. *Шмидт О.А., Серова М.Я., Долматова Л.М.* Стратиграфия и палеонтологическая характеристика вулканогенных толщ Командорских островов. — ДАН СССР, 1974, 223, № 3.
33. *Шмидт О.А.* Тектоника Командорских островов и структура Алеутской гряды. М.: Наука, 1978.
34. *Эрлих Э.Н.* Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973.
35. *Anderson R.E.* Tectonic overview of Bering Sea — Aleutian Ridge region. — Amer. Assoc. Petrof. Geol. Bull., 1970, vol. 54, p. 2467.
36. *Baker P.E.* Comparative volcanology and petrology of the Atlantic island arcs. — Bull. Volcanol., 1968, vol. 32, N 1.
37. *Burk C.A.* Geology of the Alaska Peninsula, island arc and continental margin. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1965, pt 2, p. 250.
38. *Byers F.M.* Petrology of three volcanic suites, Umnak and Bogoslof Islands, Aleutian Islands, Alaska. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1961, vol. 72, p. 93—128.
39. *Carr W.J., Quinlivan W.D., Gard L.M.* Age and stratigraphic relations of Amchitka, Banjo Point and Chitka Point formations, Amchitka Island, Aleutian Islands, Alaska. — U.S. Geol. Surv. Bull., 1970, N 1324-A.
40. *Cameron C.P., Stone D.B.* Outline geology of the Aleutian Islands. Alaska Univ. Geophys. Inst., Rept. Ser. UAGR-213, 1970.
41. *Citron G.P., Kay R.W., Kay M., Sutter J.F.* Discovery of an early oligocene magmatic event of Adak Island Central Aleutian Islands, Alaska. — Geology, 1980, vol. 35, N 4.
42. *Coats R.R.* Geology of Northern Adak Island, Alaska. — U.S. Geol. Surv. Bull., 1956, N 1028-C.
43. *Coats R.R., Nelson W.H., Lewis R.Q., Powers H.A.* Geologic reconnaissance of Kiska Island, Aleutian Islands, Alaska. — U.S. Geol. Surv. Bull., 1961, N 1028-R.
44. *Coleman R.G., Peterman Z.E.* Oceanic plagiofenites. — J. Geophys. Res., 1975, vol. 80, N 8, p. 1099—1108.
45. *Condie K.S.* Plate tectonics and crustal evolution. 1976, N 4.
46. *Creager J.S., Scholl K.W.* Initial Report of the Deep-Sea Drilling Project. Wash., D.C.: U.S. Govt. Print. Office, 1973, vol. 19.
47. *De Long S.E., McDowell F.W.* K-Ar ages from the Near Islands, western Aleutian Islands, Alaska — indication of a Mid-Oligocene thermal event. — Geology, 1975, vol. 3, p. 691—694.
48. *De Long S.E., Fox P.J., McDowell F.W.* Subduction of the Kula Ridge at the Aleutian trench. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1978, vol. 89, p. 83—95.
49. *Ewart A., Taylor S.R., Capp A.C.* Trace and minor element geochemistry of the rhyolitic volcanic rocks, central North Island New Zealand. — Contrib. Miner. and Petrol., 1968, vol. 19, N 1.
50. *Engel C.G., Engel A.E.J., Havens R.G.* Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1965, vol. 76, N 7.
51. *Gates G.O., Powers H.A., Wilcox R.E.* Geology of the Near Islands, Alaska, — U.S. Geol. Surv. Bull., 1971, N 1028-U.
52. *Gill J.B.* Geochemistry of Viti Levu, Fiji, and its evolution as an island arc. — Contrib. Miner. and Petrol., 1970, vol. 27, p. 179—203.

53. Jakes P., White A.J.R. Structure of the Melanesian arcs and correlation with distribution of magma types. — Tectonophysics, 1969, vol. 8, p. 223—236.
54. Jakes P., White A.J.R. K/Rb ratios of rocks from island arcs. — Geochim et cosmochim. acta, 1970, vol. 34, p. 849—856.
55. Joplin G.A. The shoshonite association, a review. — J. Geol. Soc. Austral., 1968, vol. 15, p. 275.
56. Joplin G., Ware N.G., Widdowson J.R. Some chemical data on members of the shoshonite association. — Min. Mag., 1972, vol. 38, p. 936—945.
57. Kay R.W. Geochemical constraints of the origin of Aleutian magmas. N.Y.: Cornell Univ. USA, Dept. of Geol. Sci., 1978, spec. iss.
58. Kienle J. Gravity and magnetic measurements over Bowers Ridge and Shirshov Ridge, Bering Sea. — J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, p. 7138—7153.
59. Ludwig W.J., Houtz R.E., Ewing M. Sediment distribution in the Bering Sea: Bowers Ridge and Shirshov Ridge and enclosed basins. — J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, p. 6367—6375.
60. Marlow M.S., Scholl D.W., Buffington E.S., Alpha T.R. Tectonic history of the central Aleutian arc. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 84, p. 1555—1574.
61. Morozewicz J. Komandory. Studium geograficzno-przrodnicze. W-wa, 1925.
62. Naugler E.P., Rea D.K. Abyssal hills and sea-floor spreading in the Central North Pacific. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, vol. 81, p. 3123—3128.
63. Nockolds S.K. Average chemical composition of some igneous rocks. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1954, vol. 165.
64. Pichler H., Zeil W. Die quartäre andesit formation in der Hochkordillere Nord-Chiles. — Geol. Rdsch., 1969, Bd. 58.
65. Scholl D.W., Creager J.S. Geologic synthesis of Leg-19 (DSDP) results; Far North Pacific, Aleutian Ridge and Bering Sea region. — Bull. Geol. Soc. Amer., spec. pap., 1975, vol. 151.
66. Scholl D.W., Buffington E.C., Marlow M.S. Plate tectonics and the structural evolution of the Aleutian—Bering Sea region. — Bull. Geol. Soc. Amer., spec. pap., 1975, vol. 151.
67. Shor G.G. Continental margins and island arcs of Western North America. — In: Continental margins and island arcs. Pap. Geol. Surv. Canada, 1966, vol. 66—15, p. 216—222.
68. Smith J.E. High potassium intrusives from Southeastern Papua. — Contribs Miner. and Petrol., 1971, vol. 34.
69. Stern C.R., Huang W.L., Wyllie P.J. Basalt-andesite-ryolite-H₂O and H₂O undersaturated liquidus surfaces to 35 Kilobars with implications for magma genesis. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 28, N 2.
70. Wager L.R., Mitchell R.L. The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma — a further study of the Skaergaard intrusion, East Greenland. — Geochim. et cosmochim. acta, 1951, vol. 1.

УДК 552.313+550.42 (571.64)

И.Н. ГОВОРОВ, Г.И. ГОВОРОВ

КАЛИЕВЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СЕРИИ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Характерное распределение щелочей в вулканических сериях островных дуг изучено достаточно обстоятельно, причем на ряде примеров показано, что пространственные вариации щелочности пород могут служить одним из главных показателей геодинамического режима этих структур. Наиболее детальные петрохимические данные получены по четвертичным вулканитам Курило-Камчатской дуги. Обобщая их, Г.С. Горшков [12, 13, 14] установил поперепечную петрохимическую зональность Большой Курильской гряды, выраженную повышением щелочности лав по направлению с востока на запад, т.е. от Тихоокеанского побережья к Охотоморскому. Вместе с тем выявилась удивительная петрохимическая однородность лав в пределах продольных зон — Главной и Западной, несмотря на их огромную протяженность и различия в строении коры отдельных поперечных звеньев. На основании этих данных Г.С. Горшков [11, 12] сделал

вывод о сквозькоровом характере вулканизма островных дуг и связи его с мантийными очагами.

Хотя по современным данным положение основной массы магматических очагов четвертичных вулканов представляется не таким глубинным, как считал Г.С. Горшков, тем не менее его вывод о независимости петрохимии четвертичных вулканитов от строения коры сохраняет свою силу. Действительно, базальтовые субстраты нижнего слоя коры и подкорового слоя мантии, из которых, по современным представлениям [19], выплавлялись высокоглиноземистые базальт-андезитовые магмы, не должен был сильно отличаться как в части геологического возраста, так и в отношении пространственных флуктуаций состава от подстилающего ультрабазитового субстрата верхней мантии, в котором, по Г.С. Горшкову, располагались питающие очаги четвертичных вулканов.

Установленная Г.С. Горшковым петрохимическая зональность Курило-Камчатской вулканической дуги в последние годы подтверждена исследованиями Б.Н. Пискунова [16, 17], в которых использован значительно более представительный аналитический материал, позволивший количественно (в изолиниях индекса классификации) отобразить особенности распределения серий четвертичных вулканических пород в различных продольных зонах дуги. По данным Б.Н. Пискунова [16], вдоль западной окраины Большой гряды (вулканы Руруй, Богдана Хмельницкого, Антипина, Мильна, Матуа, Экорма, Маканруши и др.) и вдоль цепочки вулканов Юго-Восточной Камчатки (Ильинский, Ксудач, Козельский, Узон, Крашенинникова и др.) проходит изолиния с нулевым значением индекса классификации, соответствующая границе между составами щелочного и толеитового типов. Западнее нулевой линии расположены вулканиты малых островов и подводных возвышенностей Охотского моря, а также Юго-Восточной Камчатки с породами известково-щелочной (вулканы Вавилова, Чирпой, Пегас, Чиринкотан, Вилюченский, Древний Карымский, Большая и Малая Ундина, Острый Толбачик, Ключевской, Шевелуч и др.), субщелочной (вулканы Ширинки, Алаид, Фусса, Горельый, Юрьевский, Дальний и Ближний Плоский) и щелочной (Современный Карымский) серий. Восточнее нулевой линии щелочность лав постепенно убывает по направлению к Тихоокеанскому побережью Большой островной гряды и Камчатки, достигая минимума (сильно известковая серия с $I = 20-30$) в вулканах Головина, Криштофовича, Кетой, Ферсмана.

Е.К. Мархинин и Д.С. Стратула [15], а затем Б.Н. Пискунов, А.И. Абдурахманов и Ч.У. Ким [18] показали, что параллельно увеличению общей щелочности пород происходит увеличение содержания калия, причем последнее обнаруживает значимую положительную корреляцию с вертикальным расстоянием до сейсмофокальной зоны. Например, для вулкана Головина установлено среднее содержание K_2O в андезитах 0,49% и глубина до сейсмофокальной зоны 115 км, а для вулкана Алаид — 1,81% K_2O в базальтах и 220 км до сейсмофокальной зоны.

Е.К. Мархинин и Д.С. Стратула, присоединяясь к представлениям У. Диккинсона и Т. Хазертона [23], рассматривают указанную зависимость как причинно-следственную, считая, что содержание калия в лавах возрастает с увеличением глубины расположения магматических очагов, которые локализируются в пределах сейсмофокальной зоны. Г.С. Горшков [13], так же как и Е.К. Мархинин, объясняет повышение щелочности лав увеличением глубины магматических очагов по направлению от

океана к континенту, но связывает эту закономерность с погружением геоизотерм. Б.Н. Пискунов и его соавторы, поддерживая концепцию субкорового происхождения четвертичных вулканитов Курило-Камчатской дуги [19], отрицают генетический характер корреляции щелочности и калиевости магм с глубиной до сейсмофокальной зоны. Однако они объяснения установленных пространственно-статистических зависимостей не дают.

Представляется, что многие неясности характера и природы зонального распределения щелочных элементов в вулканитах Курило-Камчатской дуги связаны с неполнотой использованного для решения данного вопроса фактического материала и в первую очередь с игнорированием данных по вулканитам более раннего возраста, чем четвертичный. Как известно, наиболее древние вулканические толщи Большой гряды имеют олигоцен (?) — раннемиоценовый, а Малой гряды — позднемиоценовый возраст. К концу мелового периода относится также и заложение глубоководного Курило-Камчатского желоба [20]. Следовательно, если существует причинная связь щелочности и калиевости лав с глубиной залегания сейсмофокальной зоны, то эта связь должна проявляться не только в четвертичных, но и во всех третичных, а частью и в позднемеловых вулканических сериях. Исходя из этого при разработке поставленного вопроса должны быть использованы не только все аналитические данные по Большой островной гряде, но обязательно также данные по тихоокеанскому шельфу Большой гряды, по островам Малой гряды и подводным хребтам Витязя и Пегаса.

Ниже приводятся материалы по разновозрастным комплексам пород, полученные авторами на о-ве Итуруп, в районе вулкана Богдана Хмельницкого, в южной части о-ва Кунашир (вулкан Менделеева, мысы Курильский, Менделеева, Столбчатый), на о-ве Шикотан, а также результаты обработки коллекций вулканических пород, драгированных с подводных возвышенностей восточной части Курильской островной системы (рис. 1) экспедициями Сахалинского комплексного и Тихоокеанского океанологического институтов ДВНЦ АН СССР и переданных авторам Г.С. Гнибиденко и Б.И. Васильевым.

В настоящее время большинство исследователей рассматривает Курильскую островную дугу как антиклинальное поднятие современной геосинклинальной системы, находящейся на относительно ранней стадии развития. Наряду с осевой геосинклиналью система включает ряд синклинальных прогибов — Курило-Камчатской глубоководный желоб, Южно-Охотскую глубоководную впадину и Срединно-Курильскую впадину, отделяющую Большую островную гряду от Малой гряды с ее северо-восточным продолжением в виде подводных хребтов Витязь и Пегас [7, 12, 20] и др. Развитие Курильской геосинклинальной системы носило очень сложный характер, что, в частности, выражалось в различиях геологической истории и петрохимии лав ее отдельных тектонических элементов. Вначале мы охарактеризуем поднятие Большой гряды с ее восточной шельфовой зоной, а затем поднятие Малых Курил, хребтов Витязь и Пегас.

Большекурильское поднятие представляет собой новообразованную геосинклиналь, возникшую на месте ранее существовавшего олигоцен (?) — среднемиоценового геосинклинального прогиба. От прилегающих к нему с запада и востока структур Большекурильское поднятие ограничено протяженными глубинными разломами, имеющими, вероятно, субвертикальное падение и уходящими на большую глубину в

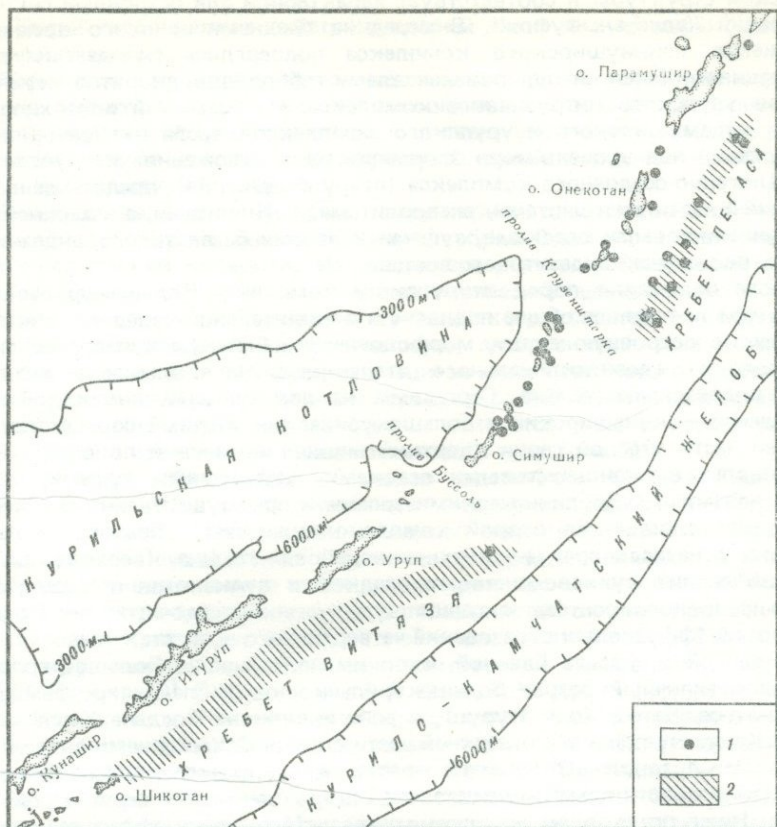


Рис. 1. Схема расположения станций драгирования на акватории Курильской островной системы

1 — станции драгирования, 2 — подводные хребты

верхнюю мантию [9, 20, 21]. По западному краю поднятия проходит Западно-Курильский разлом, отделяющий его от Южно-Охотской губоководной впадины и прогиба Атласова. На востоке прослеживается Срединно-Курильский разлом, выход которого на дно океана контролирует положение Срединно-Курильской впадины. Заложение этого разлома относится к рубежу раннего и позднего мела [20].

В стратиграфических разрезах островов Большой гряды устанавливаются отложения с возрастом от раннего миоцена (конца олигоцена?) до позднего плиоцена, которые объединяются в четыре серии — среднепарамуширскую, курильскую, итурупскую и утесную. По формационным признакам эти серии, а также вулканогенные образования четвертичного возраста подразделяются К.Ф. Сергеевым [20] на пять литолого-петрографических комплексов: парамуширский, урупский, итурупский, кунаширский, большекурильский. Наиболее ранний парамуширский вулканогенно-осадочный комплекс (среднепарамуширская и курильская серии) относится к геосинклиальному этапу формирования большеку-

рильской структуры и соответствует характерной для островных систем формаций "зеленых туфов". В середине среднемиоценового времени отложения парамуширского комплекса подверглись складчатым деформациям и были интродуцированы телами габброидов, диоритов и гранитоидов урупского интрузивного комплекса. На размытой поверхности пород парамуширского и урупского комплексов после их повторного погружения под уровень моря сформировались отложения итурупского вулканогенно-осадочного комплекса (итурупская серия), представленные в нижней части диатомитами, алевролитами, аргиллитами, а в верхней — вулканомиктовыми осадками, туфами и лавами базальтового, андезито-базальтового, реже андезитового состава.

После отложения пород итурупского комплекса Большекурильская структура претерпела общее поднятие и в значительной своей части превратилась в островную гряду, морфологически близкую к современной. Образования геантиклинального этапа развития Большекурильской зоны подразделяются К.Ф. Сергеевым на два вулканогенно-осадочных комплекса — кунаширский и большекурильский. Первый соответствует нижней части утесной серии (верхний миоцен — нижний плиоцен). Он представлен вулканомиктовыми осадками, диатомитами, туфами, пемзами, лавами и субвулканическими телами и преимущественно среднего и кислого состава. Во второй комплекс включены образования различного генезиса: средне-, верхнеплиоценовая толща (верхняя часть утесной серии) вулканомиктовых осадков и вулканитов преимущественно основного состава и толща вулканогенно-осадочных, пирокластических и эффузивных образований четвертичного возраста.

На западном фланге Главной петрохимической зоны Большой гряды наиболее типичный разрез большекурильского комплекса прослеживается на п-ове Чирип (о-в Итуруп), в районе вулкана Богдана Хмельницкого. Конус вулкана в его верхней части сложен однородными андезито-базальтами позднечетвертичного возраста, относящимися к высокоглиноземистой разности известково-щелочной петрохимической серии (табл. 1, ан. 1). Ниже по склонам прослеживаются четвертичные эффузивы основания вулкана, которые в обнажениях западного берега п-ва Чирип подстилаются вулканическими породами верхней части парусной свиты плиоценового возраста [2]. Эти породы представлены туфобрекчиями, туфоконгломератами, англомератовыми туфами и лавами черных оливиновых базальтов, относящихся, как и андезито-базальты конуса вулкана Богдан Хмельницкий, к высокоглиноземистой разности известково-щелочной серии (см. табл. 1, ан. 2). Оливиновые базальты плиоцена отличаются сравнительно высоким содержанием магния и повышенной концентрацией никеля и хрома (табл. 2).

Эта особенность несвойственна преобладающему типу вулканитов Курило-Камчатской провинции и сближает плиоценовые базальты п-ова Чирип с вулканическими комплексами глубинного происхождения, такими, как дмитровский [10].

На пляже западного берега п-ова Чирип в гальке андезито-базальтов и андезитов наблюдается большое количество включений. Чаще они сложены породами, аналогичными по составу вмещающим лавам, т.е. принадлежат к типу гомогенных. Однако некоторые включения оливинового габбро отличаются высоким содержанием магния при повышенном содержании калия и низком содержании натрия (см. табл. 1, ан. 3). Последнее определяет их принадлежность к щелочно-известковой серии толеитового типа. Вероятно, эти включения представляют собой

ксенолиты габброидного субстрата нижней части земной коры рассматриваемого района.

Резюмируя изложенное, можно сделать вывод, что изученные породы района, несмотря на различия их геологического возраста и происхождения, имеют в общем повышенный уровень щелочности и калиевости, который типичен для западной окраины Главной петрохимической зоны Большой Курильской гряды.

В южной части о-ва Кунашир, характерной для восточного фланга Главной петрохимической зоны, нами собран более представительный петрографический материал. Из позднечетвертичных образований опробованы дациты экструзивного купола и андезиты центрального конуса вулкана Менделеева, образования кунаширского комплекса — андезито-базальты и андезиты мыса Курильского, экструзивные тела андезито-дацитов Горячего пляжа и липарито-дацитов мыса Столчатого. Как видно из табл. 1 (ан. 4—9), все названные породы характеризуются сравнительно низкой щелочностью и калиевостью и относятся либо к известковой, либо к сильно известковой серии толеитового типа (рис. 2).

В коренных обнажениях и гальках андезитов и дацитов Горячего пляжа наблюдаются многочисленные включения различного состава и происхождения. Наиболее обильны включения крупнокристаллических алливалитов — существенно анортитовых пород с оливином и иногда оливином и пироксенами, а также среднезернистых оливиновых габбро-норитов. Реже встречаются включения мелкозернистых оливин-пироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев, алливалитов, оливиновых габбро. Включения крупнокристаллических алливалитов, как показали Э.Н. Эрлих и Ф.Ш. Кутьев [8] О.Н. Вольнец, С.А. Щека, Ю.М. Дубик [6], несомненно относятся к типу гомогенных и кристаллизовались из первоначально высокоглиноземистых бедных щелочами магм при дифференциации их в промежуточных очагах и подводящих каналах. С отсадкой этих кумулятов связана, вероятно, умеренная глиноземистость базальт-андезитовых лав района вулкана Менделеева, которые, судя по низкому содержанию магния, никеля, хрома (табл. 2), принадлежат к субкоровому, обычно высокоглиноземистому, типу.

Включения мелкозернистых пород и габбро-норитов имеют ксеногенный характер. Изучение минералогии и геохимии пород показало, что оливиновые габбро-нориты (см. табл. 1, 2 ан. 10) представляют собой ксенолиты интрузивной фации ранних базальтов вулкана Менделеева, а мелкозернистые габбро (табл. 1, 2, ан. 11) и кристаллосланцы — отторженцы субстрата нижней коры и частично подкоровой мантии. Очень характерно, что все эти породы имеют такое же низкое содержание калия, как и лавы неогенового и четвертичного возраста. Следовательно, эта черта была свойственна составу всей литосферы рассматриваемого района, которая существенно отличалась в этом отношении от литосферы северо-западной части Итурупа.

Образцы пород, драгированные с подводных возвышенностей восточного фланга Большекурильского поднятия (см. рис. 1), в равной степени представлены базальтами, андезито-базальтами и андезитами. По химическому составу породы шельфа Центральных и Северных Курил четко разделяются на две серии: известковую (табл. 3, ан. 1—4, 8, 9) и щелочно-известковую (табл. 3, ан. 5—7, 11, 12, рис. 2). Содержание калия заметно выше в породах щелочно-известковой серии. Однако и породы известковой серии в большинстве своем имеют более высокое содержание калия, чем породы района вулкана Менделеева. Преобладаю-

Таблица 1
Средний состав (% массы) вулканических пород Курильской островной дуги

Компонент	1 (7) *	2 (5)	3 (1)	4 (3)	5 (2)
SiO ₂	56,20	50,99	49,53	63,63	59,44
TiO ₂	1,00	1,02	1,07	0,65	0,79
Al ₂ O ₃	17,26	17,33	16,55	16,16	16,91
Fe ₂ O ₃	1,50	2,24	1,22	1,51	2,00
FeO	6,39	6,29	6,88	4,66	5,56
MnO	0,11	0,18	0,14	0,09	0,18
MgO	4,95	7,51	9,48	2,82	3,51
CaO	6,97	9,51	10,01	5,89	7,15
Na ₂ O	3,06	2,79	2,13	3,29	2,86
K ₂ O	1,46	1,15	0,97	0,71	0,49
P ₂ O ₅	0,36	0,36	0,25	0,27	0,16
H ₂ O [±]	0,46	0,82	1,00	0,59	0,70
Сумма	99,72	100,19	99,23	99,91	99,75
f, ат.	0,47	0,38	0,32	0,53	0,54
Na ₂ O/K ₂ O	2,09	2,43	2,19	4,63	5,84
q, %	7,6	-1,5	-3,2	22,3	17,7
l	-1,4	-2,5	7,8	18,2	22,3

*В скобках количество образцов.

Примечание. О-в Итуруп: 1 — позднечетвертичные андезито-базальты конуса вулкана Богдан Хмельницкий, 2 — плиоценовые базальты западного берега п-ова Чирип, 3 — ксенолиты габбро; о-в Кунашир: 4 — позднечетвертичные дациты экструзивного купола вулкана Менделеева, 5 — позднечетвертичные андезиты центрального конуса вулкана Менделеева, 6—9 — кунаширский комплекс (верхний миоцено-нижний плиоцен); 6 — андезито-базальты мыса Курильский, 7 — андезиты мыса Курильский, 8 — андезито-дациты экструзивного тела Горячего пляжа, 9 — липа-

Таблица 1 (окончание)

Компоненты	12 (4)	13 (2)	14 (4)	15 (6)	16 (5)
SiO ₂	49,63	46,82	55,35	54,05	52,49
TiO ₂	1,44	1,03	0,76	0,53	0,30
Al ₂ O ₃	17,59	20,05	18,47	16,72	17,58
Fe ₂ O ₃	3,95	4,13	2,10	3,53	3,80
FeO	6,55	5,57	4,60	4,32	4,17
MnO	0,21	0,15	0,14	0,18	0,13
MgO	4,83	6,21	4,12	3,50	4,02
CaO	9,61	10,03	7,41	3,72	5,11
Na ₂ O	2,75	2,54	3,73	5,25	5,22
K ₂ O	0,95	0,97	1,69	4,88	3,33
P ₂ O ₅	0,49	0,44	0,43	0,58	0,38
H ₂ O [±]	1,72	2,10	0,90	2,67	3,15
Сумма	99,72	100,04	99,70	100,06	99,69
f, ат.	0,54	0,46	0,47	0,54	0,51
Na ₂ O/K ₂ O	2,89	2,62	2,21	1,07	1,57
q, %	2,3	-2,9	4,3	-7,9	-7,0
l	3,9	-1,9	-17,8	-87,9	-70,0

	6 (3)	7 (4)	8 (3)	9 (1)	10 (4)	11 (2)
	54,69	57,56	62,60	68,50	49,96	41,56
	0,83	0,85	0,80	0,55	0,93	1,10
	16,08	16,26	15,45	14,64	19,43	18,85
	2,35	2,94	2,13	0,99	3,02	6,73
	7,26	6,64	5,31	3,46	7,84	9,77
	0,18	0,15	0,16	0,09	0,20	0,24
	5,19	3,50	2,22	1,48	4,68	7,10
	8,75	8,09	6,34	4,39	10,71	13,01
	2,32	2,42	3,32	3,81	1,89	0,76
	0,46	0,51	0,57	0,84	0,26	0,14
	0,14	0,18	0,20	0,30	0,15	0,09
	1,79	0,40	0,88	0,80	0,84	0,76
	100,04	99,50	99,98	99,85	99,91	100,11
	0,50	0,59	0,64	0,62	0,56	0,55
	5,04	4,74	5,82	4,53	7,27	5,43
	10,7	16,8	22,3	29,6	5,0	-2,9
	24,4	28,3	18,7	15,2	27,0	40,1

рито-дациты мыса Столбчатый; 10 — ксенолиты крупнокристаллического габбро, 11 — ксенолиты мелкокристаллического габбро; о-в Шикотан: 12 — базальты крабово-заводского комплекса, 13,14 — матакотанский комплекс: 13 — базальты, 14 — андезито-базальты; 15—17 (по К.Ф. Сергееву [20]) — малокурильский комплекс: 15 — трахидолериты, 16 — трахибазальты, 17 — меланократовые трахидолериты; 18 — габбро и долериты зеленовского комплекса, 19 — базальты ноторо-томаринского комплекса, 20—23 — дмитровский комплекс: 20 — базальты, 21 — андезито-базальты, 22 — андезиты, 23 — габбро. Аналитики Т.Г. Ватутина, М.М. Дербаремдикер.

	17 (5)	18 (2)	19 (7)	20 (2)	21 (2)	22 (1)	23 (6)
	50,94	51,04	52,04	50,98	54,15	57,01	54,10
	0,57	0,68	1,02	0,69	0,57	0,53	0,67
	15,64	18,82	17,98	15,62	14,82	15,02	17,72
	4,57	3,30	4,69	3,46	3,27	4,32	1,65
	4,23	4,75	3,98	4,58	5,63	3,68	5,55
	0,14	0,10	0,13	0,15	0,12	0,09	0,13
	6,45	4,21	5,35	8,60	8,40	5,01	6,71
	6,96	8,33	8,23	8,57	8,12	6,37	8,48
	3,76	4,32	3,02	2,77	2,94	3,63	2,92
	3,30	1,21	1,05	0,69	0,95	1,32	0,80
	0,35	0,32	0,43	0,39	0,39	0,43	0,27
	2,80	2,53	1,89	3,04	0,71	2,61	0,68
	99,99	99,61	99,81	99,54	100,07	100,02	99,68
	0,42	0,51	0,46	0,34	0,36	0,46	0,34
	1,14	3,57	2,88	4,01	3,09	2,75	3,65
	-5,6	-2,3	5,8	2,0	3,8	10,9	4,2
	-45,6	-28,9	1,9	6,0	2,3	-5,7	4,6

Таблица 2

Среднее содержание микроэлементов в вулканических породах Курильской островной дуги, г/т

Элемент	1 (19)	2 (14)	3 (1)	4 (8)	5 (18)	6 (9)
Ni	20	80	28	16	11	29
Co	30	60	28	29	8,0	8,9
Cr	23	114	85	17	9,0	28
V	83	187	24	81	114	95
Cu	60	48	32	16	13	19
Zn	53	288	32	59	71	54
Pb	3,7	2,1	2,5	6,7	2,9	3,6
Ag	0,019	0,019	0,007	0,090	0,018	0,012
Mo	1,4	—	0,7	0,8	1,1	0,8
Sn	1,7	1,8	1,3	3,5	1,3	1,4
W	0,8	—	2,0	0,7	0,5	0,5
Ga	21	14	4,5	18	52	52
Zr	53	34	22	31	72	64
B	2,5	1,3	1,2	25	23	13
Ni/Co	0,67	1,33	1,00	0,55	1,38	3,26
Cr/V	0,28	0,61	3,54	0,21	0,08	0,29

Таблица 2 (окончание)

Элемент	18 (8)	19 (15)	20 (6)	21 (5)	22 (5)	23 (10)
Ni	14	28	147	90	21	71
Co	19	45	63	39	20	48
Cr	10	43	197	147	31	130
V	106	212	180	147	113	157
Cu	57	132	96	95	107	91
Zn	180	37	64	260	232	50
Pb	1,4	4,5	3,1	4,0	1,9	3,3
Ag	0,014	0,014	0,024	0,019	0,010	0,011
Mo	1,0	0,9	1,4	0,8	0,6	1,0
Sn	0,4	2,4	1,1	0,9	0,3	2,4
W	0,6	0,6	0,7	0,8	0,5	0,9
Ga	6,0	24	15	7,6	7,0	24
Zr	36	80	47	44	43	58
B	0,6	8,5	0,9	0,5	0,5	4,5
Ni/Co	0,74	0,62	2,33	2,31	1,05	1,48
Cr/V	0,09	0,20	1,09	1,00	0,29	0,83

Примечание. Номера выборок и название пород аналогичны табл. 1. (в скобках количество анализов). Аналитики В.М. Брюхно, Э.Д. Голубева.

щая часть пород характеризуется высоким содержанием глинозема, низким содержанием магния, никеля и хрома при повышенной концентрации кобальта и ванадия (табл. 4), т.е. связана с магмами субкорового происхождения. Однако отдельные образцы базальтов (табл. 3, 4, ан. 5) имеют повышенное содержание магния, никеля и хрома, сближающее их с глубинными вулканическими комплексами.

	7 (14)	8 (9)	9 (15)	10 (4)	11 (2)	12 (16)	13 (14)	14 (17)
	4,4	5,4	3,9	24	22	21	29	8,0
	5,5	9,4	6,8	35	56	50	62	31
	7,0	9,3	4,2	51	189	18	35	4,0
	70	48	22	240	270	202	208	143
	16	11	3,8	69	78	146	74	110
	45	14	24	123	180	58	43	33
	2,0	2,1	4,4	1,3	0,5	3,1	2,2	4,4
	0,011	0,011	0,053	0,022	0,019	0,031	0,007	0,021
	1,2	0,9	1,0	0,8	0,5	1,1	0,5	1,2
	1,5	2,7	2,5	0,7	0,9	3,1	2,6	2,0
	0,5	0,5	1,0	0,6	0,4	0,7	0,4	0,6
	42	1,2	12	9,7	25	27	18	19
	65	33	42	63	79	107	63	89
	16	8,3	0,9	3,9	1,5	6,1	6,0	3,0
	0,80	0,57	0,57	0,69	0,40	0,42	0,47	0,26
	0,10	0,19	0,19	0,21	0,70	0,09	0,17	0,03

Привлекает внимание различный темп изменения петрохимических параметров в породах известковой и щелочно-известковой серий. В известковой серии по мере поокисления пород (см. табл. 3, 4, ан. 1—4, 8, 9) такие характеристики, как железистость и содержание глинозема, меняются незначительно, а содержания показательных для дифференциации микроэлементов либо ведут себя незакономерно (никель, хром, олово, бор), либо даже уменьшаются (цирконий). В щелочно-известковой серии (см. табл. 3, 4, ан. 5—7, 11, 12) с увеличением содержания кремнекислоты в породах заметно возрастает железистость и падает содержание глинозема, резко уменьшается содержание никеля, кобальта, хрома, ванадия и возрастает содержание олова и бора. Эти различия не позволяют рассматривать породы щелочно-известковой серии как дифференциаты магмы известковой серии и, скорее всего, указывают на независимость магматических очагов той и другой серий. Более того, глубокий петрохимический облик базальтов щелочно-известковой серии (см. табл. 3, 4, ан. 5) может свидетельствовать в пользу большей глубинности очагов щелочно-известковой магмы.

Таким образом, изложенные материалы позволяют считать, что в восточной (шельфовой) части Большекурильского поднятия установленная предыдущими исследователями связь щелочности и калиевости вулканитов с глубиной до сейсмофокальной зоны нарушается, так как здесь наряду с низкокалиевыми породами известковой серии встречаются калиевые толеиты щелочно-известковой серии.

Малокурильское антиклинальное поднятие, включающее Малую островную дугу и подводные хребты Витязь и Пегас, образовалось на месте позднемолового эвгеосинклинального прогиба и к началу палеогена превратилось в стабильную тектоническую структуру, возвышающуюся над уровнем моря [7, 20]. Наиболее значительные погружения хребтов Витязь и Пегас происходили в четвертичное время. Тектоническими границами Малокурильского поднятия служат Срединно-Курильский

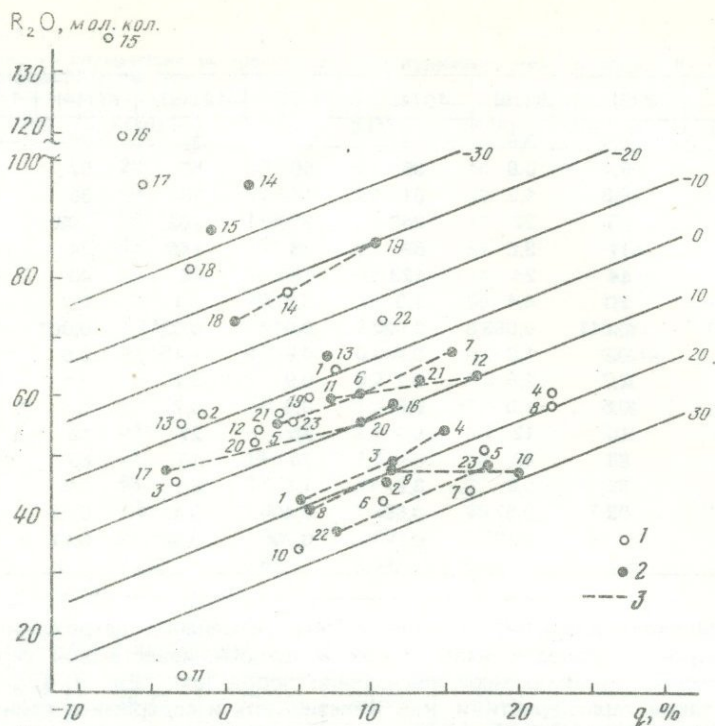


Рис. 2. Положение составов вулканических пород Курильской островной системы на диаграмме петрохимических серий (по Б.Н. Пискунову)

1 — породы островов (номера фигуративных точек по табл. 1), 2 — породы подводных возвышенностей (номера фигуративных точек по табл. 3), 3 — линии, соединяющие составы пород предположительно одного комплекса

и Восточно-Курильский глубинные разломы, контролировавшие заложение геосинклинального прогиба. Положение Восточно-Курильского разлома в рельефе соответствует, по К.Ф. Сергееву [20] и Г.С. Гнибиденко [9], бровке континентального склона, падение субвертикальное. К геосинклинальному этапу развития структуры относится формирование вулканогенно-осадочных отложений метакотанской (кампан) и мало-курильской (маастрихт) свит. Вулканические образования, формировавшиеся в стадию восходящих движений, представлены субзэральными вулканогенно-осадочными отложениями зеленовской свиты и субвулканическими телами гор Ноторо и Томари. Последние прорываются габброидами, слагающими крупные интрузивы на северо-востоке и юго-западе о-ва Шикотан.

В определении возраста субзэральных образований в связи с отсутствием в них органических остатков имеются большие разногласия. Так, К.Ф. Сергеев [20] включает их в один комплекс, формирование которого он относит к маастрихту-данью. Б.И. Васильев [4] определяет возраст зеленовской свиты как среднемиоценовый. В.К. Гаврилов и М.А. Соловьева [7] считают возраст зеленовской свиты условно датским, а ноторо-томаринского комплекса — неогено-четвертичным. Наши иссле-

дования подтверждают представление о развитии в пределах Малокурильского поднятия не только позднемиоценовых, но и неогеновых вулканитов. Так, калий-аргоновые датировки вулканических пород, драгированных с хребта Пегас, показали наличие двух значений абсолютного возраста — 85 и 21 млн. лет (лаборатория ДВГИ, аналитик. Э.С. Овчарек).

Стратифицированные и интрузивные образования Малой гряды подразделяются на ряд литолого-петрографических комплексов. Так, К.Ф. Сергеев [20] выделяет следующие комплексы: дмитровский эффузивно-интрузивный, матакотанский вулканогенно-осадочный, малокурильский вулканогенно-осадочный и интрузивный, ноторо-томаринский эффузивный и шикотанский интрузивный. К матакотанскому и малокурильскому вулканогенно-осадочным комплексам К.Ф. Сергеев относит отложения соответствующих по названию свит, а к малокурильскому интрузивному — пластовые тела щелочных базальтоидов, залегающих в отложениях малокурильской свиты. В ноторо-томаринский комплекс он включает вулканогенно-осадочные отложения зеленовской свиты и субвулканические тела гор Ноторо и Томари, в шикотанский комплекс — крупные интрузивы молодых габброидов о-ва Шикотан. Наиболее спорное в схеме, предложенной К.Ф. Сергеевым, возрастное положение дмитровского комплекса. В него включаются основные эффузивы и залегающие среди них интрузивные тела габброидов и диоритов, которые обнажаются в районе бухт Дмитрова и Горбунок на о-ве Шикотан. По косвенным геологическим данным относительный возраст этих пород определяется как доматакотанский, но их петрохимические особенности указывают на возрастную корреляцию с ноторо-томаринским комплексом [20].

Другая систематика литолого-петрографических комплексов предложена Т.И. Фроловой и ее соавторами, занимавшимися специальным изучением петрологии островов Малой Гряды [22]. Они выделяют: 1) крабозаводскую однородную базальтовую формацию, 2) матакотанскую вулканогенно молассовую формацию, 3) малокурильскую флишевую формацию с комплексом силлов щелочных базальтоидов, 4) зеленовскую (среднемиоценовую) базальт-андезитовую формацию, 5) ноторо-томаринский базальт-андезитовый комплекс, 6) комплекс габброидных дифференцированных интрузивов. Как видно из перечисленного, основное отличие схемы Т.А. Фроловой от схемы К.Ф. Сергеева состоит в выделении крабозаводской формации и отсутствии дмитровского комплекса. К крабозаводской формации Т.А. Фролова и ее соавторы относят горизонт шаровых лав, обнажающийся в северо-западной части о-ва Шикотан (бухта Крабовая), который ранее помещался в основании матакотанской свиты.

Рассматривая петрохимию магматических образований Малых Курил, указанные авторы отмечают следующие черты эволюции мелового магматизма: 1) эволюция типов исходных магм от толеитовых (крабозаводская формация) через известково-щелочные (матакотанская формация) к субщелочным и щелочным (малокурильская формация); 2) увеличение роли калия по мере возрастания щелочности пород; 3) более высокая магнезиальность пород конца этапа с уменьшением во времени отношения железа к магнию. Миоценовый магматизм существенно отличался от мелового как по структурным условиям, так и по химизму продуктов. Он проявился после значительного перерыва вулканической деятельности в результате раскалывания сформировавшегося к этому времени сводового антиклинального поднятия. Изменение состава вул-

Таблица 3

Средний состав (% от массы) вулканических пород, драгированных с подводных структур Курильского вулканического пояса

Компонент	1 (6)	2 (2)	3 (11)	4 (5)	5 (2)
SiO ₂	51,52	54,62	55,35	57,96	52,68
TiO ₂	0,74	0,66	0,54	0,47	0,80
Al ₂ O ₃	17,65	18,71	17,70	16,45	17,15
Fe ₂ O ₃	2,74	2,75	2,71	3,18	2,28
FeO	8,31	4,56	6,76	5,43	6,33
MnO	0,22	0,15	0,19	0,17	0,18
MgO	4,74	4,27	3,73	3,88	5,92
CaO	9,90	9,22	8,29	7,56	8,79
Na ₂ O	2,30	2,30	2,65	2,74	2,66
K ₂ O	0,52	0,88	0,58	0,95	1,18
P ₂ O ₅	0,19	0,38	0,26	0,16	0,23
H ₂ O ⁺	0,61	0,75	0,70	0,50	1,23
H ₂ O ⁻	0,18	0,14	0,15	0,26	0,11
Сумма	99,59	99,39	99,62	99,73	99,54
f, ат.	0,56	0,48	0,58	0,54	0,44
Na ₂ O/K ₂ O	4,42	2,61	4,57	2,88	2,25
q, %	5,1	11,0	11,4	14,9	3,7
l	18,5	20,5	17,4	16,6	4,2

Примечание. Шельф Центральных Курил: 1 — базальт, 2—3 — андезитобазальт, 4 — андезит, 5 — базальт, 6 — андезитобазальт, 7 — андезит; шельф; Северных Курил: 8 — базальт, 9 — андезитобазальт, 10 — андезит, 11 — андезитобазальт, 12 — андезит; хребет Витязь: 13 — базальт, 14 — трахибазальт, 15 —

Таблица 3 (окончание)

Компонент	12 (6)	13 (2)	14 (1)	15 (1)	16 (1)
SiO ₂	59,08	51,60	52,95	52,58	59,24
TiO ₂	0,62	0,52	0,52	0,71	0,30
Al ₂ O ₃	16,85	16,36	14,64	12,88	14,87
Fe ₂ O ₃	3,41	7,32	6,81	4,15	0,97
FeO	5,09	3,34	3,07	5,33	6,23
MnO	0,18	0,19	0,22	0,23	0,13
MgO	2,33	5,00	5,33	6,26	5,61
CaO	6,51	6,94	5,82	8,29	7,63
Na ₂ O	3,26	2,85	3,71	3,92	2,39
K ₂ O	1,02	1,98	3,35	2,39	1,91
P ₂ O ₅	0,25	0,23	0,62	0,72	0,11
H ₂ O ⁺	0,71	3,18	2,58	2,44	0,19
H ₂ O ⁻	0,15	0,22	0,00	0,00	0,08
Сумма	99,47	99,74	99,62	99,90	99,66
f, ат.	0,66	0,52	0,49	0,49	0,41
Na ₂ O/K ₂ O	3,20	1,44	1,11	1,64	1,25
q, %	17,1	7,1	1,7	-0,9	11,5
l	9,5	-4,0	-37,7	-33,5	8,7

	6 (4)	7 (5)	8 (6)	9 (4)	10 (4)	11 (2)
	55,77	58,24	51,30	54,74	59,68	53,23
	0,89	0,93	0,77	0,44	0,51	1,08
	15,87	15,82	19,25	18,02	17,78	16,09
	2,03	3,84	2,71	2,85	2,44	2,94
	8,45	5,47	7,77	6,92	4,61	7,14
	0,23	0,21	0,23	0,24	0,18	0,23
	3,52	2,32	4,26	4,03	3,18	3,94
	7,46	6,67	9,86	7,59	7,14	7,74
	3,18	3,57	2,22	2,42	2,46	2,88
	0,83	0,93	0,47	0,74	0,68	1,25
	0,24	0,26	0,19	0,17	0,13	0,29
	0,77	1,04	0,47	1,43	0,62	2,02
	0,16	0,12	0,17	0,22	0,10	0,60
	99,42	99,41	99,68	99,92	99,52	99,43
	0,62	0,69	0,57	0,57	0,54	0,58
	3,83	3,84	4,72	3,27	3,62	2,30
	9,2	15,4	5,7	11,3	20,0	7,3
	5,1	3,8	20,8	20,3	29,1	3,5

трахидолерит, 16 — андезит; хребт Пегас: 17 — базальт, 18 — трахибазальт, 19 — трахиандезит, 20 — андезитобазальт, 21 — андезит, 22 — базальт, 23 — андезит (в скобках количество анализов).

Аналитики В.М. Брюхно, Т.Г. Ватутина, Л.В. Шкодиок.

	17 (1)	18 (1)	19 (4)	20 (4)	21 (8)	22 (4)	23 (1)
	47,57	50,46	59,09	54,69	58,05	51,56	59,18
	0,91	1,88	0,86	0,87	0,80	0,83	0,88
	13,02	14,12	15,04	16,10	16,93	19,01	18,96
	3,38	4,82	2,71	3,57	2,14	3,38	1,76
	6,51	7,75	4,20	6,43	5,71	7,30	4,70
	0,15	0,20	0,10	0,17	0,21	0,20	0,28
	9,64	5,13	4,08	4,99	3,40	3,86	3,78
	10,68	7,78	5,65	7,82	6,92	10,15	6,75
	2,11	3,97	3,91	2,78	3,04	2,22	2,74
	1,23	0,82	2,17	0,94	1,28	0,37	0,34
	0,24	0,34	0,25	0,26	0,27	0,23	0,20
	3,27	2,22	0,88	0,96	0,86	0,55	0,33
	0,52	0,32	0,79	0,17	0,18	0,08	0,10
	99,53	99,81	99,74	99,76	99,79	99,74	100,03
	0,36	0,57	0,47	0,52	0,56	0,60	0,48
	1,71	4,84	1,80	2,96	2,37	6,0	8,06
	-4,0	0,8	10,2	9,3	13,2	7,6	17,9
	4,9	-15,9	-19,8	10,5	6,6	26,9	26,1

Таблица 4

Среднее содержание микроэлементов в вулканических породах, драгированных с подводных структур Курильского вулканического пояса, г/т

Компонент	1 (3)	2 (2)	3 (5)	4 (1)	5 (2)
Ni	29	33	22	27	80
Co	81	51	52	30	59
Cr	12	28	14	50	160
V	233	215	172	170	155
Cu	84	48	60	98	62
Zn	130	145	95	74	86
Pb	12	15	7,5	10	29
Ag	0,035	0,021	0,021	0,016	0,025
Sn	3,3	2,2	6,9	2,0	2,6
Ga	21	15	16	20	17
Zr	90	75	62	66	59
B	36	27	38	18	20
Ni/Cr	0,35	0,65	0,42	0,90	1,35
Cr/V	0,05	0,13	0,08	0,29	1,03

	6 (3)	7 (5)	13 (2)	14 (1)	15 (1)	16 (1)	17 (1)
	18	9	34	24	28	45	100
	43	23	59	29	26	29	73
	23	4,8	11	60	6,2	110	230
	147	81	260	240	180	140	130
	110	43	174	120	40	62	100
	95	82	79	90	140	60	100
	11	14	6,6	9,0	5,8	9,0	3,6
	0,026	0,029	0,023	0,007	0,020	0,015	0,025
	3,0	3,1	2,3	3,2	3,2	4,0	3,0
	14	12	24	18	9	8,0	12
	67	56	44	70	70	60	120
	63	35	15	15	7	9	80
	0,43	0,39	0,58	0,83	1,08	1,55	1,37
	0,16	0,06	0,04	0,25	0,03	0,78	1,77

Таблица 4 (окончание)

Компонент	18 (1)	19 (3)	20 (3)	21 (4)	22 (1)
Ni	23	23	42	13	16
Co	30	29	38	26	37
Cr	25	55	87	14	7,6
V	100	132	108	110	160
Cu	86	72	106	29	105
Zn	80	59	78	58	70
Pb	8,0	11	6,1	13	5,6
Ag	0,008	0,014	0,017	0,025	0,013
Sn	4,0	3,5	2,1	3,8	2,0
Ga	14	20	9,7	19	10
Zr	96	84	69	71	54
B	24	19	20	8,5	18
Ni/Co	0,77	0,79	1,11	0,50	0,43
Cr/V	0,25	0,42	0,80	0,13	0,05

Примечание. Номера выборок и названия пород аналогичны табл. 3 (в скобках количество анализов).
Аналитик Э.Д. Голубева.

канитов от существенно базальтового в позднемиоценовую эпоху к базальт-андезитовому сопровождалось резким понижением щелочности по сравнению с породами малокурильской формации и снижением темпа накопления щелочей с окислением магм. Для базальтов характерна повышенная степень окисленности железа и высокий темп роста железистости при незначительном увеличении содержания кремнезема (толеитовая тенденция). Последние порции магмы, образующие субвулка-

нические силлы и дайки, постепенно обогащаются магнием и обедняются алюминием [22].

Нами изучались магматические породы всех упомянутых комплексов за исключением щелочных базальтоидов. Результаты анализов пород сведены в таблицах 1, 2, причем средний состав трахибазальтов и трахидолеритов рассчитан по анализам, приведенным в работе К.Ф. Сергеева [20]. Габброиды шикотанского комплекса в данной статье не рассматриваются и их анализы в таблицы не включены. Как видно из табл. 1, 2 и диаграммы рис. 2, шаровые лавы бухты Крабовой (ан. 12) имеют состав, типичный для субкоровых эффузивов островных дуг. Они характеризуются высоким содержанием глинозема, сравнительно высокой железистостью, низким содержанием магния, никеля и хрома при повышенной концентрации кобальта и ванадия. В шаровых базальтах (бухта Малокурильская) и дайковых андезитов-базальтах (бухта Отрадная) матакотанского комплекса содержание глинозема еще выше, но железистость понижается в связи с повышенным содержанием магния (ан. 13, 14). Однако по содержанию фемафильных микроэлементов они в общем (с учетом влияния основности пород) аналогичны крабовозаводским базальтам. Щелочность пород увеличивается с уменьшением их возраста независимо от основности: базальты крабовозаводского комплекса относятся к щелочно-известковой серии толеитового типа, базальты матакотанского комплекса — к известково-щелочной серии, а андезитов-базальты — к субщелочной серии. Содержание калия во всех породах относительно высокое.

Щелочные базальтоиды слагают силлы в песчано-алевроитоглинистых флишоидных отложениях малокурильской свиты, распространенной в центральной части о-ва Шикотан, на малых островах, а также на п-ове Немуро (о-в Хоккайдо). Синхронность силлов во вмещающей толще доказывается присутствием в ней прослоев трахибазальтовых лав (п-ов Немуро) и туфов базальтового состава, причем для последних

установлено повышение щелочности и содержания калия вверх по разрезу свиты. Распространенность силлов увеличивается от о-ва Шикотан к о-ву Танфильева и п-ову Немуро, где они достигают наибольшей мощности (200—250 м) по сравнению с 10—25 м на о-ве Шикотан. Маломощные силлы сложены трахидолеритами, которые в приконтактовых зонах сменяются трахибазальтами. Для мощных тел характерна дифференциация расплава на месте. Нижние части их сложены оливиновыми эссектидолеритами, в центральных частях преобладают меланократовые трахидолериты, а в верхних — лейкократовые разновидности последних [20, 22].

Как видно из табл. 1 (ан. 15—17), более распространенные и менее фракционированные типы пород — трахибазальты и трахидолериты — обладают чертами, типичными для субкоровых эффузивов островных дуг, т.е. имеют повышенное содержание глинозема и пониженное содержание магния и титана. Эти особенности, а также очень высокая щелочность пород не оставляют сомнения в том, что образование исходной магмы происходило за счет плавления базитовых субстратов нижней коры и подкорового слоя мантии при интенсивном привносе глубинными флюидами калия и натрия.

Миоценовые образования охарактеризованы анализами габбро и долеритов, взятых на побережье бухты Дмитрова и относящихся, вероятно, к зеленовской формации (см. табл. 1, 2, ан. 18), и субвулканическими базальтами горы Ноторо (ан. 19). По своим петрохимическим особенностям те и другие породы аналогичны вулканитам крабозаводского и матакотанского комплексов, хотя габбро обладают несколько повышенной щелочностью.

Совершенно другой петрогеохимический облик имеют породы дмитровского комплекса. В нашей коллекции они представлены базальтами, андезитобазальтами и андезитами, образующими тело субвулканического типа к северо-западу от бухты Дмитрова, и габброидами, слагающими гору Крайнюю в водораздельной части северо-восточного окончания острова. Сравнение химических и спектральных анализов пород дмитровского и ранее охарактеризованных комплексов показывает, что все породы этого комплекса, даже андезиты, отличаются повышенным содержанием магния, никеля и хрома, пониженной железистостью и сравнительно низким содержанием алюминия (кроме габбро горы Крайней), т.е. они имеют более глубокий характер по сравнению с породами других комплексов Шикотана. По содержанию щелочей и отношению натрия к калию дмитровские базальтоиды близки к шаровым лавам крабозаводского комплекса и принадлежат, как и они, к щелочно-известковой серии толеитового типа. Отмеченные особенности пород дмитровского комплекса позволили сделать вывод о мантийном происхождении его магмы [10] в отличие от магм более распространенного и характерного для островных дуг субкорового типа, связанных с плавлением высокоглиноземистых базитовых субстратов нижней коры и подкорового слоя мантии. Базальты, аналогичные дмитровским по своим петрогеохимическим характеристикам и происхождению, установлены, как уже отмечалось, на о-ве Итуруп, а также на Камчатке [5] и на о-ве Атласова [1].

Породы, драгированные с хребтов Витязь и Пегас, относятся, как указывалось выше, к двум возрастным группам (позднемиоценовой и миоценовой) и образуют очень сложную в петрогеохимическом отношении ассоциацию, которая может параллелизоваться с ассоциацией Малых

Курил. Так, в пределах обоих хребтов драгированы образцы базальтов (см. табл. 3, ан. 13, 18) и андезитов (ан. 19) с поздне меловым возрастом, принадлежащие к известково-щелочной и субщелочной сериям, которые можно отнести к матакотанскому комплексу. Трахибазальты хребта Витязь (ан. 14, 15) петрохимически близки к щелочным базальтоидам малокурильского комплекса, а андезиты Пегаса с абсолютным возрастом 21 млн. лет (ан. 21) — к вулканитам ноторо-томаринского комплекса.

С хребтов Витязь и Пегас подняты образцы базальтов (ан. 17), андезитобазальтов (ан. 20) и андезитов (ан. 16), резко отличающихся от всех других пород повышенными содержаниями магния, никеля и хрома, что определенно указывает на их аналогичность с породами дмитровского комплекса. Вместе с тем с хребта Пегас драгированы образцы базальтов (ан. 22) и андезитов (ан. 23) с петрогеохимическими характеристиками, свойственными эффузивам восточного фланга Большой гряды, которые своей низкой щелочностью и калиевоностью резко выделяются среди вулканитов Малокурильского поднятия.

Таким образом, развитие неогеновых эффузивов с повышенным содержанием натрия и калия на шельфе восточного фланга Большекурильского поднятия и в пределах всей Малокурильской структуры свидетельствует об отсутствии связи между калиевоностью вулканитов и глубиной залегания сейсмофокальной зоны. Увеличение содержания калия в вулканитах устанавливается, как мы видели, не только к западу от восточного края Большой островной гряды, но и к востоку от него, где проходит Малокурильская петрохимическая зона с щелочным и калиевым уклоном. Характерно, что в пределах каждой из выделенных петрохимических зон — Западной, Главной и Малокурильской — уровень калиевоности магм в общем сохраняется в продуктах различного возраста, состава и происхождения: от габброидных ксенолитов нижней коры и вулканитов мантийных очагов до позднечетвертичных субкоровых лав базальт-андезит-липаритовой ассоциации. Вместе с тем внутри калиевых петрохимических зон, особенно на стыках их с низкокалиевыми зонами — Главной и Приокеанической, встречаются эффузивы известковых серий толеитового типа с низким, "океаническим", содержанием калия.

Все сказанное позволяет прийти к выводу, что толеитовые и щелочные базальт-андезитовые магмы с повышенным содержанием калия связаны своим происхождением не с глубоко погруженными частями сейсмофокальной зоны, а с привносом натрия и калия интрателлурическими флюидами по глубинным дислокациям в очаги плавления субстратов как в верхней мантии, так и нижней коры. В пределах Курильской островной системы главными флюидоподводящими каналами служили, очевидно, тектонически ослабленные зоны Западно-Курильского, Срединно-Курильского и Восточно-Курильского глубинных разломов. Первый из них контролирует повышенную калиевоность пород Западной и прилегающей части Главной петрохимических зон, два других — калиевые эффузивы Малокурильской и примыкающей к ней части Главной зон. Осевая же часть Главной петрохимической зоны не испытала, очевидно, значительного воздействия потоков щелочсодержащих глубинных флюидов и поэтому характеризуется развитием низкокалиевых вулканитов, которые связаны с плавлением первично бедного щелочами, но богатого алюминием базитового субстрата нижней коры и подкоровой части мантии. Предлагаемая концепция находит свое подтверждение в присут-

ствии трахибазальтов на некоторых подводных возвышенностях краевого вала Зенкевича [4].

Характерная петрохимическая особенность калиевых вулканитов Курильской островной системы заключается в широкой вариации состава по общей щелочности, что определяет принадлежность пород к нескольким сериям — от известковой толеитовой до сильно щелочной. Эти вариации щелочности и калиевости магм обусловлены, вероятно, как исходной активностью щелочей в глубинных флюидах, так и процессами эманационной дифференциации магм в материнских и промежуточных очагах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдурахманов А.И., Пискунов Б.Н., Смирнов И.Г., Федорченко В.И. Вулкан Алайд (Курильские острова). — В кн.: Восточноазиатские островные системы: (Тектоника и вулканизм). Южно-Сахалинск, 1978, с. 85—107.
2. Бевз В.Е. Стратиграфия кайнозойских образований о-ва Итуруп (Курильские острова). — В кн.: Геология и полезные ископаемые Сахалина и Курильских островов. Южно-Сахалинск, 1971, с. 19—31.
3. Васильев Б.И. О геологическом строении Тихоокеанского шельфа Малой Курильской дуги. ДАН СССР, 1974, 219, № 6, с. 1437—1440.
4. Васильев Б.И., Подзорова Д.И., Скорикова М.Ф. Вещественный состав и физические свойства базальтов вала Зенкевича (Тихий океан). — ДАН СССР, 1977, 236, № 3, с. 700—703.
5. Волынец О.Н., Флеров Л.Л., Андреев В.И., Пополитов Э.И., Абрамов В.А., Петров Л.Л., Щека С.А. Петрохимия, геохимия и вопросы генезиса пород Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг. — ДАН СССР, 1978, 238, № 4, с. 940—943.
6. Волынец О.Н., Щека С.А., Дубик Ю.М. Оливин-анортитовые включения вулканов Камчатки и Курил. — В кн.: Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978, с. 124—167.
7. Гаврилов В.К., Соловьева Н.А. О развитии вулканизма на Курильских островах. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1974, с. 214—221.
8. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975. 271 с.
9. Гнибиденко Г.С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 163 с.
10. Говоров И.Н., Говоров Г.И., Голубева Э.Д., Василенко Г.П. Геохимия вулканоплутонических комплексов южной группы Курильских островов. — В кн.: Вулкано-плутонические ассоциации зоны перехода от континента к океану. Владивосток, 1980.
11. Горшков Г.С. Явления вулканизма и верхняя мантия. — В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, 1964, т. 2, с. 41—52.
12. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.
13. Горшков Г.С. Проблемы современной вулканологии. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1974, с. 19—33.
14. Горшков Г.С. Новая глобальная тектоника и вулканизм. — В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 21—31.
15. Мархинин Е.К., Стратула Д.С. Некоторые петрологические, геохимические и геофизические аспекты вулканизма с глубинами Земли. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 11—16.
16. Пискунов Б.Н. Классификация серий четвертичных эффузивов и латеральная петрохимическая зональность Курило-Камчатской дуги. — В кн.: Вулканизм Курило-Камчатского региона и о-ва Сахалин. Владивосток, 1976, с. 17—33.
17. Пискунов Б.Н. Петрохимическая систематика высокоглиноземистых базальтов и распределение их типов в структуре Курильской островной дуги. — В кн.: Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе. М.: Наука, 1977, с. 158—167.
18. Пискунов Б.Н., Абдурахманов А.И., Ким Ч.У. Соотношение состав—глубина для вулканов Курильской островной дуги и его петрохимическое значение. — Вулканология и сейсмология, 1979, № 4, с. 57—67.
19. Родионова Р.И., Федорченко В.И. О некоторых проблемах глубинной геологии и вулканизма Курильской островной дуги. — Геология и геофизика, 1971, № 2, с. 15—29.

20. *Сергеев К.Ф.* Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 239 с.
21. *Тузев И.К., Сергеев К.Ф., Неверов Ю.П., Занюков В.Н.* О разрывных дислокациях Курильской зоны Тихоокеанского подвижного пояса. — В кн.: Тектоника Советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий. М.: Наука, 1968, с. 130—138.
22. *Фролова Т.И., Бурикова И.А., Фролов В.Т., Гуцин А.В.* — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, № 4, с. 38—50.
23. *Dickinson W.R., Hatherton T.* Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific. — Science, 1967, v. 157.

УДК 551.35 (267.6)

А.А. ЦВЕТКОВ

ЩЕЛОЧНОЙ БАЗАЛЬТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ОСТРОВНЫХ ДУГ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Установление закономерностей развития магматизма современных островных дуг в зависимости от строения их геологического фундамента представляет собой одну из наиболее актуальных в настоящее время задач петрологии. Актуальность обусловлена в первую очередь ключевым значением островных дуг для понимания глобальных закономерностей геологического и тектонического развития нашей планеты. Проблема эта имеет и определенный практический интерес, поскольку известные на континентах палеостровные дуги нередко включают в себя крупные промышленные рудные месторождения. Нам представляется, что наиболее перспективным путем разработки проблемы эволюции островных дуг является изучение естественных ассоциаций магматических горных пород, слагающих отдельную, конкретную дугу, отражающих последовательные этапы ее геолого-тектонического развития и занимающих определенное положение в пространственно-временной шкале. В последующем необходимо, конечно, провести синтез накопленных эмпирических данных с построением генерализованной модели. Немаловажное значение приобретают и экспериментальные исследования, воссоздающие условия возникновения первичных магматических расплавов и их поведения в реальной геологической обстановке.

В этой общей проблеме особое место занимает вопрос о роли и месте в островодужном магматизме щелочных пород, хотя обычно и крайне незначительных по масштабу своего проявления, но тем не менее позволяющих получить ценную информацию о глубинном строении региона и его геологической истории.

В предлагаемой статье автором впервые подробно рассматриваются особенности проявления щелочно-базальтового магматизма в пределах двух современных островных дуг северной части Тихого океана — Курильской и Алеутской. В статье обсуждаются также некоторые петрогенетические и тектонические предпосылки появления высокощелочных расплавов.

Все базальтоидные породы повышенной щелочности часто подразделяются по их нормативно-минеральному составу на три основных типа: 1) щелочные оливиновые базальты, 2) щелочные нефелиниты (в обоих типах пород натрия преобладает над калием), 3) высококальциевые базальты. Обычно в щелочных оливиновых базальтах присутствует нормативный нефелин, а их полнокристаллические разновидности содержат

плагиоклаз. В щелочных нефелинитах количество нормативного нефелина возрастает, а высококалиевые базальты часто содержат нормативный лейцит, иногда кварц и щелочные метасиликаты. Все три типа пород встречаются как на континентах, так и в океанах в эффузивном и интрузивном залегании.

Щелочные оливиновые базальты в настоящее время лучше всего изучены в океане, где обычно слагают внутриокеанические острова, подводные горы, впадины, иногда тяготеют к периферическим частям срединно-океанических хребтов [15, 16]. На островах они часто ассоциируют с менее распространенными оливиновыми и нефелинитами, трахитами и фонолитами [16, 48].

Изучение высококалиевых базальтов долгое время проводилось только на континентах. Начиная с Дж. Иддингса, впервые выделившего в Йеллоустонском национальном парке Северной Америки калиевую серию базальтов ряда абсарокит—шошонит—банакит, пород "генетически родственных, связанных рядом постепенных переходов и образующих естественную ассоциацию" [65, стр. 326], многие исследователи [63, 68, 69, 72, 73, 74, 88] указывали на специфику этой магматической серии, получившей наименование "шошонитовой", на ее отличие от щелочно-базальтовых и толеитовых серий, с одной стороны, и известково-щелочных — с другой. Общую сводку проявлений высококалиевого базальтоидного магматизма шошонитового типа на земном шаре дал Г. Джоплин [73], показавший что относящиеся сюда породы могут варьировать по химическому составу от ультраосновных абсарокитов до фельзитовых тосканитов, трахитов и риолитов и что характернейшая их геохимическая особенность в отличие от пород щелочно-базальтовых, толеитовых и известково-щелочных серий заключается в более высоком содержании калия и более низком — железа и титана¹.

Кроме того, было показано [74], что последовательные дифференциации шошонитовых расплавов и их моноклинные пироксены слабо обогащаются железом, а составы остаточных межгранулярных стекол существенно отличаются от стекол толеитовых и щелочных базальтов.

Многие исследователи [20, 21, 54] отмечали, что высококалиевые шошонитовые базальтоиды, являющиеся эффузивными аналогами пород габбро-сиенитовых комплексов, встречаются на всех континентах и характерны для регионов со стабилизировавшейся структурой земной коры. Еще в начале века подобные образования были описаны в Антарктиде и Южной Америке [91]. В последние годы, однако, было установлено, что шошонитовые породы встречаются и в океанах на некоторых внутриокеанских островах и островных дугах: в Тихом океане на Новых Гебридах [75], Новой Гвинее [94], Фиджи [63], Соломоновых островах [69], островах Иво-Дзима и Марианских [76]; в Индийском океане на Малых Зондских островах в Индонезии [73], островах Кергелен, Херд [55]; в Атлантическом океане на Малых Антильских островах [46].

В результате возник вопрос о связи щелочно-базальтового и шошонитового магматизма океанов с определенными структурными образованиями океанического дна. Конечно, этот вопрос еще достаточно далек от своего разрешения, так как обусловлен главным образом недостаточной геологической изученностью океана в целом. Тем не менее мы

¹ За счет авгитового состава моноклинного пироксена, а не титан-авгита, как в щелочных и субщелочных базальтах.

попытались рассмотреть его на примере щелочно-базальтовых пород двух современных островных дуг Советского Союза: Курильской и Алеутской (западная часть). Ниже мы приводим подробную геолого-петрографическую и геохимическую характеристики этих образований и обсуждаем полученные результаты.

КУРИЛЬСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА

В системе Курильской островной дуги щелочные базальтовые породы распространены на ее восточном фланге — Малой Курильской гряде от о-ва Шикотан на севере до о-ва Танфильева на юге, на протяжении свыше 200 км (рис. 1). Малая Курильская гряда представляет собой фронтальную невулканическую цепь островов, отделенных мелководным 40–60-километровым проливом от современной вулканической цепи Больших Курил, и сложена осадочными и вулканогенными породами мелового-неогенового возраста. Щелочные магматиты в разное время были описаны в составе верхнемеловой малокурильской свиты Э.Н. Казаковой [17, 18, 19], Ю.А. Неверовым [25], В.К. Гавриловым и Н.А. Соловьевой [8], К.Ф. Сергеевым [31, 32] и М.И. Стрельцовым [34].

На о-ве Шикотан щелочные базальтоиды представлены отдельными дайками стекловатых трахибазальтов, на о-вах Полонского и Зеленом — маломощными силлами калиевых трахидолеритов, а наибольшее петрографическое разнообразие пород и наиболее эффективные геологические обнажения мы наблюдаем на самом южном о-ве Малой Курильской гряды — о-ве Танфильева. На примере последнего мы и рассмотрим геолого-петрографические и геохимические особенности щелочных пород.

Остров Танфильева небольшой, его размеры около 20 км², а максимальное превышение над уровнем моря всего 14 м. Он сложен моноклинално залегающими маастрихтскими песчано-глинистыми отложениями малокурильской свиты [19], в которые согласно напластованию внедрены силлы щелочно-базитовых пород. Простирание силлов близиротное, перпендикулярное к общему простиранию островной дуги, падение на юго-запад, угол падения 10–20°. Мощность их варьирует от 10 до 150–200 м. Осадочные и магматические породы острова разбиты системой разломов северо-восток–юго-западного простирания, по которым горизонтальное смещение блоков достигает 1–1,5 км, что свидетельствует об интенсивных тектонических воздействиях уже после становления магматических тел.

Большая часть сравнительно маломощных силлов (10–25 м) сложена калиевыми тешенитами и трахибазальтами, которые ближе к эндоконтам значительно слабее раскристаллизованы и содержат стекло. В мощных интрузивных телах (100–200 м и более) внедрявшийся магматический расплав претерпел гравитационную дифференциацию, приведшую к образованию расслоенности. Породы таких расслоенных силлов варьируют по составу от ортоклазовых габбро-норитов, калиевых тешенитов, монцонитов, монцодиоритов до сиенитов, причем в объемном отношении существенно преобладают тешениты.

Рассмотрим более подробно особенности внутреннего строения и состава пород 220-метрового силла, обнажающегося на северо-западе о-ва Танфильева в береговых обрывах мыса Непрístupный. Нижний и верхний его контакты с вмещающими маастрихтскими песчаниками и аргиллитами горячие, что подтверждается 3–10-сантиметровыми зонами оро-

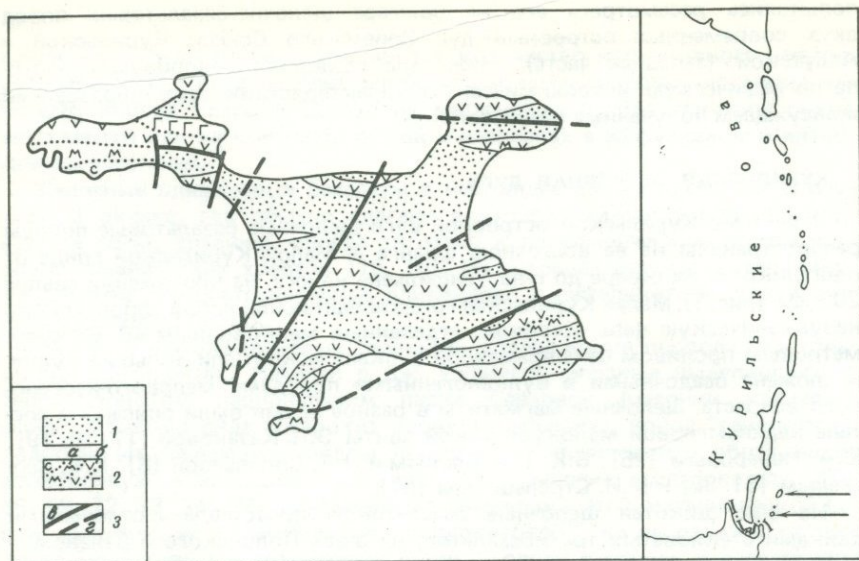


Рис. 1. Схема распространения щелочных базальтовых пород в системе Курильской островной дуги и схематическая геологическая карта о-ва Танфильева. Составлена А.А. Цветковым с использованием материалов С.М. Сапрыгина, В.С. Знаменского, Б.Е. Клинка, М.И. Стрельцова

1 — малокурильская свита: алевролиты, песчаники, туфопесчаники, туфобрекчии, туфы; 2 — щелочные базальтоиды: а — ортоклаз-оливиновые габбро-нориты, б — калиевые тешениты, в — монцониты и монцодиориты, г — сиениты; 3 — тектонические нарушения: а — достоверные, б — предполагаемые. Стрелками на врезке справа показан ареал развития щелочно-базитовых пород на Малой Курильской гряде

викования и осветления в экзоконтактах. Там же присутствуют угловатые ксенолиты вмещающих пород. В нижней части силл сложен крупно- и среднезернистыми ортоклаз-оливиновыми габбро-норитами (50–60 м), которые сверху постепенно сменяются калиевыми тешенитами (100–120 м), далее монцонитами и монцодиоритами (20–30 м), а в верхней части встречаются сиениты в виде извилистых секущих прожилков мощностью 20–30 см, расположенных главным образом в монцонитовой части силла, или же выполняют округлые шпироподобные сегрегации диаметром 20–50 см, иногда значительно больше. Сходное внутреннее строение имеет силл на мысе Удачном, ранее описанный Ю.А. Неверовым [25]. Ортоклаз-оливиновые габбро-нориты в петрографическом отношении представляют собой массивные среднезернистые породы, состоящие из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, оливина, моноклинного и ромбического пироксена, биотита, рудных (титаномагнетит, рутил) и акцессорных (апатит) минералов. Количественно-минеральный и химический состав этой и описываемых ниже пород приводятся в табл. 1–2, а химический состав породообразующих минералов, определенный на микрозонде, — в табл. 3, 4.

Состав плагиоклаза — лабрадор № 50–60. Калиевый полевой шпат представлен, согласно классификации А.С. Марфунина [24], высоким ортоклаз-криптопертитом ($-2V = 54-56^\circ$), который слабо цеолитизирован и пелитизирован. В породе присутствуют две генерации оливина, при этом мелкие округлые нацело серпентинизированные зерна оливина

первой генерации содержатся в виде включений в крупных свежих оливинах второй генерации. Иногда оливин бывает окружен оторочкой биотита. Состав оливина — хризолит 72 ϕ о, 28 ϕ а. Моноклинный пироксен представлен авгитом состава 40–44 *Вол*, 42–44 *Эн*, 14–16 *Фс* с железистостью 25–27%, а ромбический — гиперстеном ($n_g = 1,717$; $n_p = 1,703$; $-2V = 53^\circ$). Железистость коричневого биотита 42%.

Калиевые тешениты обычно имеют порфиновую структуру и массивную текстуру. Во вкрапленниках присутствуют: плагиоклаз, моноклинный и ромбический пироксен, оливин. Основная масса сложена плагиоклазом и калиевым полевым шпатом (примерно в равных количествах)

Таблица 1

Количественно-минеральный состав щелочных базальтоидов Курильской и Алеутской островных дуг (об.%)

Минеральный состав	Курильские острова			
	1	2	3	4
Вкрапленники		30–50		
плагиоклаз	30–40	10–15	20–30	20–25
калишпат	15–20	—	20–25	15–20
оливин	10–15	5–15	2–5	0,1–2,0
моноклинный пироксен	35–40	20–25	10–15	0,5–2,0
ромбический пироксен	2–5	0–2	—	—
биотит	1–2	—	—	10–15
Основная масса		50–70		
плагиоклаз		25–35		
калишпат		25–30		
биотит		0–2		
моноклинный пироксен		0–2		
рудные + аксессуарные	1,5–2,5	0,5–1	1–2	0,5–1,0
анальцим	—	—	10–20	15–25
цеолиты	2–5	—	10–20	15–25
стекло	—	—	—	—

Примечание. * В том числе 4,2 об.% баркевикита.

Породы Курильских островов, о-в Танфильева: 1 — ортоклаз-оливиновый габбро-норит (обр. $\frac{20}{21}$ /77, $\frac{20}{35}$ /77, $\frac{20}{13}$ /77, $\frac{20}{18}$ /77, $\frac{20}{23}$ /77); 2 — калиевый тешенит (обр. $\frac{19}{7}$ /77, $\frac{19}{8}$ /77, $\frac{19}{49}$ /77, $\frac{19}{52}$ /77, $\frac{19}{47}$ /77); 3 — монзонит (обр. $\frac{19}{27}$ /77, $\frac{19}{25}$ /77, $\frac{19}{10}$ /77, $\frac{19}{26}$ /77, $\frac{21}{12}$ /77); 4 — сиенит (обр. $\frac{20}{17}$ /77, $\frac{20}{26}$ /77).

Породы Командорских островов: 5 — трахибазальт (обр. $\frac{13^r}{3}$ /77, $\frac{13^r}{6}$ /77, $\frac{14}{4}$ /77, $\frac{15}{6}$ /77); 6 — трахидолерит (обр. $\frac{14}{1}$ /77, $\frac{14}{2}$ /77, $\frac{15}{3}$ /77); 7 — тешенит (обр. $\frac{9}{7}$ /77); 8 — тешенит (обр. $\frac{19}{3}$ /78).

Таблица 1 (окончание)

Минеральный состав	Алеутские острова			
	5	6	7	8
Вкрапленники	25-35	28-35	25,3*	
плагиоклаз	15-20	20-25	2,3	42,9
калишпат	—	0-1	—	2,1
оливин	3-5	—	—	5,1
моноклинный пироксен	5-10	7-12	15,7	24,5
ромбический пироксен	—	—	—	—
биотит	—	1-3	3,10	1,5
Основная масса	60-70	58-72	74,7	
плагиоклаз	30-40	30-45	45,7	
калишпат	—	1-3	—	
биотит	1-2	2-3	—	
моноклинный пироксен	0-1	15-25	2,3	
рудные + акцессорные	0-1	2-2,5	2,0	2,1
анальцим	10-12	5-10	—	12,3
цеолиты	—	3-5	—	9,5
стекло	20-25	—	24,7	—

Таблица 2

Химические составы щелочных базальтоидов Курильской и Алеутской островных дуг

Компонент	Курильские острова					
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	49,18	49,02	52,86	52,76	53,30	55,80
TiO ₂	0,52	0,62	0,62	0,62	0,62	0,64
Al ₂ O ₃	14,20	12,96	17,52	16,30	17,32	17,40
Fe ₂ O ₃	3,53	4,56	4,25	4,34	3,88	2,78
FeO	6,19	4,97	3,55	4,45	4,04	1,96
MnO	0,09	0,02	0,12	0,18	0,14	0,12
MgO	9,56	8,57	3,23	3,97	3,27	1,14
CaO	8,30	8,56	4,18	2,08	3,52	5,16
Na ₂ O	2,61	2,96	5,06	4,07	4,54	3,31
K ₂ O	2,88	3,11	4,45	5,93	4,93	7,05
H ₂ O ⁺	1,93	3,25	2,58	0,76	2,95	0,84
H ₂ O ⁻	0,10	0,44	0,28	0,30	0,40	—
P ₂ O ₅	0,43	0,57	0,76	0,76	0,74	0,79
CO ₂	0,25	0,25	0,35	3,00	0,25	2,65
F	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03
Cl	0,021	0,031	0,031	0,056	0,046	0,021
Сумма	99,81	99,90	99,37	99,60	99,97	99,69

Примечание. Породы Курильских островов, о-в Танфильева: 1 — ортоклаз-оливиновый габбро-норит (обр. $\frac{20}{35}/77$); 2 — калиевый тешенит (обр. $\frac{19}{47}/77$); 3, 4 — монзонит (обр. $\frac{19}{27}/77$, обр. $\frac{19^T}{10}/77$); 5 — анальцимовый монзонит (обр. $\frac{19}{25}/77$); 6 — трахибазальт (обр. $\frac{20}{7}/77$); 7 — рилит (обр. $\frac{19^T}{5}/77$); 8 — сиенит [19]. Породы Командорских островов: 9-15 — трахибазальты и трахидолериты

моноклинным пироксеном и биотитом. Аксессуарные минералы: щелочная роговая обманка, титаномагнетит, апатит, рутил.

Состав плагиоклаза вкрапленников и основной массы — лабрадор № 40–60. В центре зональных вкрапленников и во включениях он иногда представлен даже битовнитом № 75–80. Краевые зоны обычно на 10–15 номеров беднее анортитовой составляющей. Среди включений в плагиоклазе встречены цеолитизированное стекло, моноклинный пироксен, биотит, апатит. Моноклинный пироксен во вкрапленниках и основной массе представлен авгитом (41–43 Вол, 44–46Эн, 12–13 Фс) с железистостью 21–23%. Иногда, как и плагиоклаз, содержит включения дефитрифицированного и хлоритизированного стекла. Ромбический пироксен присутствует только в наиболее крупнозернистых разностях тешенитов и отвечает гиперстену ($-2V = 57^\circ$, $n_g = 1,710$, $n_p = 1,695$). Оливин относится к хризолиту 82 Ф₀, 18 Ф_а, часто бывает нацело или частично серпентинизирован, замещен биотитом и содержит большое количество магнетитовой пыли. Присутствующий в основной массе биотит имеет коричневый цвет и в процессе вторичного изменения переходит в зеленый гидробиотит, содержащий по данным микрозонда Сатеса 2,35% К₂О и хлорит. Железистость его варьирует от 36,8 до 54,9%, а содержание воды незначительное, о чем свидетельствуют высокие суммы в анализах. В то же время биотит обогащен TiO₂ (5,76–6,43%), что несколько выше концентрации титана в большинстве биотитов магматических пород [13]. Вторичные изменения выражаются в частичной цеолитизации основной массы (натролит, томсонит, шабазит) и замещении

Курильские острова		Алеутские острова				
7	8	9	10	11	12	13
70,20	54,03	48,50	48,60	48,75	50,10	49,50
0,18	0,24	1,66	1,81	1,65	1,79	1,45
14,70	17,96	16,30	15,45	16,36	15,60	15,43
0,78	3,23	5,77	5,99	6,58	6,20	6,22
1,78	4,36	2,88	3,32	2,46	2,16	1,78
0,03	0,02	0,19	0,21	0,19	0,19	0,15
1,85	2,98	5,36	5,56	3,24	4,87	3,54
1,26	4,29	8,74	8,91	10,67	8,79	9,97
4,58	5,15	3,48	3,58	3,74	3,41	3,14
4,26	4,31	1,44	1,52	1,37	1,83	1,99
0,86		1,91	1,93	1,32	1,45	1,83
—	0,56	1,19	0,79	0,94	1,59	1,93
0,08	0,38	0,84	0,64	0,91	0,73	1,46
—	2,05	1,20	1,03	1,22	0,92	0,99
0,02	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
0,035	“	“	“	“	“	“
100,10	99,56	99,46	99,34	99,40	99,63	99,38

северной части о-ва Беринга [4]; 9, 10 — мыс Забияка (обр. 413/77, 408/77); 11, 12 — мыс Северо-Западный (обр. 410/77; 414/77); 13 — гора Наковальня (обр. 404/77); 14 — Свиные горы (обр. $\frac{13^F}{6}$ /77, материал А.А. Цветкова); 15 — мыс Гаунта (обр. 406/77); тешенитовые силлы и дайки: 16 — силл на мысе Входной Риф (обр. 415/77); 17, 18 — в бухте Жировой на о-ве Медном (обр. $\frac{1}{1}$ /78, $\frac{9}{7}$ /77); 19 — дайка на мысе Монати, на о-ве Беринга (обр. $\frac{17}{3}$ /77).

Аналитики: О.Г. Унанова, Е.П. Фролова (ИГЕМ АН СССР).

Таблица 2 (окончание)

Компонент	Алеутские острова					
	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	50,30	53,80	49,15	50,67	54,70	53,56
TiO ₂	1,46	0,98	1,67	0,50	0,92	1,25
Al ₂ O ₃	16,04	16,40	15,65	19,22	15,57	14,32
Fe ₂ O ₃	4,94	4,82	4,65	3,63	4,91	2,60
FeO	2,69	2,32	3,12	4,43	1,97	2,87
MnO	0,12	0,19	0,17	0,18	0,12	0,18
MgO	6,86	4,80	4,89	5,28	5,84	7,48
CaO	8,81	7,35	6,77	8,35	4,84	7,39
Na ₂ O	3,45	3,49	4,67	3,12	5,11	4,22
K ₂ O	1,83	1,77	2,66	2,62	2,06	3,71
H ₂ O ⁺	1,52	1,42	2,96	1,72	2,35	1,01
H ₂ O ⁻	0,58	1,08	1,35	0,64	1,06	0,77
P ₂ O ₅	0,64	0,64	0,81	0,08	0,33	0,80
CO ₂	0,49	0,56	1,02	—	—	0,13
F	He опр.	He опр.	He опр.	0,01	0,013	0,10
Cl	"	"	"	"	0,05	—
Сумма	99,99	99,62	99,54	100,45	0,84	100,39

Таблица 3

Химический состав оливина, биотита и рудных минералов в щелочных базальтоидах Курильской и Алеутской островных дуг

Компонент	Курильские острова				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	38,15	38,07	—	—	35,38
TiO ₂	0,02	5,88	6,08	6,92	0,02
Al ₂ O ₃	0,03	14,33	1,41	1,81	0,06
FeO	25,62	17,15	90,21	89,23	18,10
MnO	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
MgO	37,11	13,43	0,99	1,03	47,00
CaO	0,26	0,07	—	—	0,08
Na ₂ O	—	0,70	—	—	0,11
K ₂ O	—	9,76	—	—	0,02
Сумма	98,54	99,39	98,69	98,99	100,78
φ _o	72	—	—	—	82
φ _a	28	—	—	—	18
f	28	42	98	98	18

Кристаллохимические формулы

1 — (Mg_{1,44}Fe_{0,56})_{2,00}Si_{1,00}O_{4,00}; 2 — (K_{0,93}Na_{0,10})_{1,03}(Mg_{1,45}Fe_{1,07}Ti_{0,33} × Al_{0,11})_{3,00}(Si_{2,85}Al_{1,15})_{4,00}O_{12,00}; 3 — (Fe_{2,72}Mg_{0,05}Ti_{0,17}Al_{0,06})_{3,00}O_{4,00}; 4 — (Fe_{2,67}Mg_{0,06}Ti_{0,19}Al_{0,08})_{3,00}O_{4,00}; 5 — (Mg_{1,74}Fe_{0,26})_{2,00}(Fe_{0,12}Si_{0,88})_{1,00}O_{4,00}; 6 — (Mg_{1,70}Fe_{0,30})_{2,00}(Fe_{0,92})_{1,00}O_{4,00}; 7 — (K_{0,87}Na_{0,13})_{1,00}(Mg_{1,12}Fe_{1,29}Ti_{0,37} × Al_{0,22})_{3,00}(Si_{2,97}Al_{1,03})_{4,00}O_{12,00}; 8 — (K_{0,82}Na_{0,18})_{0,97}(Mg_{1,63}Fe_{0,94}Ti_{0,31} × Al_{0,12})_{3,00}(Si_{2,83}Al_{1,12})_{4,00}O_{12,00}.

Примечание. Породы Курильских островов, о-в Танфильева. Ортоклаз-оливиновый габбро-норит (обр. $\frac{20}{177}$): 1 — оливин, 2 — биотит, 3—4 — магнетит. Калиевый тешенит (обр. $\frac{19}{47}$): 5—6 — оливин, 7—8 — биотит. Монзонит (обр.

отдельных ее полевошпатовых участков анальцимом, а темноцветных минералов — зеленым хлоритом (клинохлор).

Монцониты — это полнокристаллические, гипидиоморфно-зернистые породы с типичной монцонитовой структурой, иногда содержат редкие порфиновые выделения плагиоклаза. Присутствуют переходные разности к тешениту. Типичные монцониты слагаются плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, моноклинным пироксеном, оливином, анальцимом, цеолитами, рудными (титаномагнетитом, рутилом) и акцессорными (апатит) минералами, причем количество анальцима и цеолитов, как первичных, так и вторичных, в некоторых разностях пород может достигать 30–40% их объема.

Плагиоклаз в монцонитах, по оптическим и рентгеноспектральным данным, представлен лабрадором № 57–60 и близок по основности плагиоклазу калиевых тешенитов, хотя среди порфириновых выделений встречаются отдельные зерна состава $Ан_{70-80}$. Весь плагиоклаз содержит до 2–4% ортоклазовой составляющей, при этом его средний состав укладывается в рамки $Аб_{39}Ан_{57}Ор_4-Аб_{38}Ан_{60}Ор_2$. Калиевый полевой шпат присутствует в равных с плагиоклазом количествах и представлен, как и в ортоклаз-оливиновых габбро-норитах, высоким ортоклаз-криптопертитом ($-2V = 52-58^\circ$). Химизм последнего свидетельствует о существенно калиевом его составе с содержанием ортоклазовой составляющей до 80%. Калишпат обычно мутный за счет пелитизации и начальной стадии цеолитообразования. Оливин практически нацело замещен агре-

Курильские острова

	6	7	8	9	10	11	12
	36,42	39,31	39,57	0,70	40,05	38,32	—
	—	6,43	5,76	12,65	0,04	6,04	8,9
	0,07	14,01	14,51	2,02	0,03	14,36	1,78
	17,95	20,50	15,50	83,49	25,86	16,51	44,51
	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
	45,60	9,87	14,92	0,08	33,71	13,19	0,50
	0,10	—	—	—	0,33	0,13	—
	0,05	0,87	1,06	0,51	—	0,75	—
	0,01	8,99	8,83	0,12	—	9,56	—
	100,19	100,07	100,15	99,59	100,01	98,86	97,29
	82	—	—	—	70	—	—
	18	—	—	—	30	—	—
	18	54	37	100	30	41	99,0

Кристаллохимические формулы

9 — $(Fe_{2,54}^{2+}Ti_{0,35}Al_{0,09}Si_{0,02})_{3,00}O_{4,00}$; 10 — $(Mg_{1,35}Fe_{0,55}^{2+})_{1,93}Si_{1,07}O_{4,00}$;
 11 — $(K_{0,91}Na_{0,01}Ca_{0,01})_{1,02}(Mg_{1,45}Fe_{1,03}^{2+}Ti_{0,34}Al_{0,15})_{3,00}(Si_{2,88}Al_{1,12})_{4,0} \times$
 $\times O_{12,0}$; 12 — $(Fe_{1,43}^{2+}Fe_{1,20}^{3+}Mg_{0,03}Ti_{0,26}Al_{0,08})_{3,00}O_{4,00}$;

$\frac{19}{27}/77$): 9 — титаномагнетит. Анальцимовый сиенит ($\frac{20}{17}/77$): 10 — оливин, 11 — биотит, 12 — титаномагнетит. Породы Командорских островов, о-в Беринга [4]. Трахибазальт (обр. 414/77): 13 — оливин; трахидолерит (обр. 406/77): 14 — оливин, 15 — анальцим. Породы Алеутских островов, о-в Канага [79]: 16 — оливин из лимбургита. Аналитики: Е.Е. Абрамова, С.Е. Борисовский (ИГЕМ АН СССР).

Таблица 3 (окончание)

Компонент	Алеутские острова			
	13	14	15	16
SiO ₂	40,35	39,46	48,53	39,96
TiO ₂	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	0,15	0,05	29,28	—
FeO	11,59	12,64	—	13,87
MnO	0,28	0,16	—	0,25
MgO	47,00	46,80	—	47,28
CaO	0,19	0,14	0,51	0,14
Na ₂ O	—	—	17,34	—
K ₂ O	—	—	—	—
Сумма	99,55	99,75	95,66	101,69
Ф _о	88	87	—	86
Ф _в	12	13	—	14
f	12	13	—	14

Кристаллохимические формулы

13 — (Mg_{1,76}Fe_{0,24}²⁺)_{2,00}Si_{1,00}O_{4,00}; 14 — (Mg_{1,74}Fe_{0,26}²⁺)_{2,00}Si_{1,00}O_{4,00}; 15 — (Na_{1,15}Ca_{0,02})_{1,17}Al_{1,00}(Al_{0,18}Si_{1,83})_{1,68}O_{6,00}; 16 — (Mg_{1,73}Fe_{0,27}²⁺)_{2,00}Si_{1,00}O_{4,00}.

Таблица 4

Химический состав моноклинных пироксенов высококалийевых щелочных базальтоидов Курильской и Алеутской островных дуг

Компонент	Курильские острова				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	52,45	52,90	51,07	51,89	52,09
TiO ₂	0,48	0,56	0,50	0,65	0,63
Al ₂ O ₃	3,08	3,87	3,51	4,15	4,35
FeO	8,71	8,83	8,44	7,32	7,56
MnO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
MgO	13,82	14,21	14,15	15,10	14,52
CaO	19,23	17,84	20,88	19,02	19,64
Na ₂ O	0,38	0,41	Не опр.	0,68	0,79
K ₂ O	0,01	0,02	"	0,01	0,01
Сумма	98,11	98,63	98,54	98,82	99,58
Vol	43	40	44	41	43
Эн	42	44	42	46	44
Фс	15	16	14	13	13
f	27	26	25	21	23

Кристаллохимические формулы

1 — (Na_{0,03}Ca_{0,78}Mg_{0,77}Fe_{0,28}²⁺Ti_{0,01}Al_{0,12})_{2,00}(Si_{1,99}Al_{0,01})_{2,00}O_{6,00}; 2 — (Na_{0,03} × Ca_{0,72}Mg_{0,79}Fe_{0,28}²⁺Ti_{0,02}Al_{0,16})_{2,00}(Si_{1,99}Al_{0,01})_{2,00}O_{6,00}; 3 — (Ca_{0,85}Mg_{0,80} × Fe_{0,26}²⁺Ti_{0,01}Al_{0,08})_{2,00}(Si_{1,92}Al_{0,08})_{2,00}O_{6,00}; 4 — (Na_{0,05}Ca_{0,75}Mg_{0,84}Fe_{0,23}²⁺ × Ti_{0,02}Al_{0,11})_{2,00}(Si_{1,93}Al_{0,07})_{2,00}O_{6,00}; 5 — (Na_{0,06}Ca_{0,79}Mg_{0,80}Fe_{0,23}²⁺Ti_{0,02} × Al_{0,11})_{2,00}(Si_{1,92}Al_{0,08})_{2,00}O_{6,00}; 6 — (K_{0,01}Na_{0,04}Ca_{0,84}Mg_{0,70}Fe_{0,30}²⁺Ti_{0,01} ×

Примечание. Породы Курильских островов, о-в Танфильева: 1–8 – ортоклаз-оливиновый габбро-норит (обр. $\frac{20}{77}$); 4–5 – калиевый тешенит (обр. $\frac{19}{47}$); 6–10 – монзонит (обр. $\frac{19}{27}$); 11 – анальцимовый сиенит (обр. $\frac{20}{17}$). Поро-

гатом серпентиновых минералов, хлоритом, баститом и иддингситом и на основании показателей преломления $n_g = 1,712$, $n_p = 1,675$. $+2V = 90^\circ$ относится к хризолиту 77 Φ_0 , 23 Φ_a . Моноклинный пироксен находится в интерстициях зерен плагиоклаза и калишпата и представлен авгитом (39 *Вол*, 34 *Эн*, 16 Φ_c) с железистостью 28–39%, несколько большей, чем железистость его в калиевых тешенитах. В интерстициях силикатных минералов наряду с авгитом находится анальцит с включениями акцессорного апатита, как бы цементирующий породу, а радиальнолучистые и волокнистые цеолиты (натролит, томсонит) развиваются по калиевому полевому шпату.

Сиениты и анальцитовые сиениты представляют собой среднезернистые, гипидиоморфно-зернистые породы, состоящие из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, биотита, моноклинного пироксена, цеолитов анальцита и акцессорного апатита.

Зерна плагиоклаза состава лабрадор № 50–60 содержат в виде включений иголки апатита, хлоритизированный оливин, моноклинный пироксен и интенсивно замещаются анальцитом, а в краевых частях обсажены ортоклазовой составляющей до 5–10%. Калиевый полевой шпат состава 56 *Ор*, 40 *Аб*, 4 *Ан* в отличие от плагиоклаза более подвержен цеолитизации (натролит, шабазит, томсонит). Оливин в тех случаях, когда удается определить на микрозонде его состав, отвечает хризолиту 70 Φ_0 , 30 Φ_a , а моноклинный пироксен представлен авгитом 42 *Вол*, 44 *Эн*, 14 Φ_c с железистостью 25%. Зерна коричневого биотита слабо

Курильские острова

	6	7	8	9	10	11
	53,12	49,68	52,41	52,71	51,43	54,18
	0,48	0,56	0,33	0,43	0,52	0,62
	2,65	3,03	1,25	2,38	3,05	2,90
	9,72	10,62	13,45	10,41	9,70	8,36
	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
	12,72	13,91	11,46	14,60	14,09	14,65
	21,06	20,01	20,77	18,65	19,75	19,63
	0,61	0,67	0,55	0,70	0,75	0,52
	0,16	0,11	0,14	0,10	0,09	0,02
	100,52	98,58	100,57	100,00	99,38	100,87
	46	42	44	39	42	42
	38	41	34	43	42	44
	16	17	22	18	16	14
	30	30	39	30	28	25

Кристаллохимические формулы

$X Al_{0,10})_{2,00} (Si_{1,98} Al_{0,02}) O_{6,00}$; 7 — $(K_{0,01} Na_{0,05} Ca_{0,80} Mg_{0,75} Fe_{0,33} Ti_{0,02} Al_{0,01})_{2,00} X$
 $X (Si_{1,88} Al_{0,12}) O_{6,00}$; 8 — $(K_{0,01} Na_{0,04} Ca_{0,84} Mg_{0,65} Fe_{0,42} Ti_{0,01} Al_{0,03})_{2,00} X$
 $X (Si_{1,98} Al_{0,02}) O_{6,00}$; 9 — $(K_{0,01} Na_{0,05} Ca_{0,73} Mg_{0,80} Fe_{0,34} Ti_{0,01} Al_{0,06})_{2,00} (Si_{1,96} X$
 $X Al_{0,04})_{2,00} O_{6,00}$; 10 — $(Na_{0,05} Ca_{0,79} Mg_{0,79} Fe_{0,30} Ti_{0,02} Al_{0,05})_{2,00} (Si_{1,92} Al_{0,08})_{2,00} X$
 $X O_{6,00}$; 11 — $(Na_{0,04} Ca_{0,77} Mg_{0,79} Fe_{0,26} Ti_{0,02} Al_{0,10})_{1,98} (Si_{1,98} Al_{0,02})_{2,00} O_{6,00}$;

ды Командорских островов, о-в Беринга [4]: 12–14 — трахитобазальт (обр. 414/77); 15–20 — трахидолерит (обр. 406/77); 21–23 — тешенит (обр. 415/77). Породы Алеутских островов, о-в Канага [53]: 24 — из лимбургита. Аналитики: Е.Е. Абрамова, С.Е. Борисовский (ИГЕМ АН СССР).

Таблица 4 (окончание)

Компонент	Алеутские острова					
	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	49,62	51,26	51,38	51,48	49,26	51,65
TiO ₂	1,18	1,14	1,19	0,88	1,39	0,51
Al ₂ O ₃	3,70	3,97	3,66	3,53	5,25	2,64
FeO	6,87	6,86	6,70	6,99	6,68	6,48
MnO	0,07	0,16	0,15	0,15	0,07	0,10
MgO	15,62	15,08	15,77	15,05	14,64	15,93
CaO	22,19	22,14	21,10	22,10	21,96	21,95
Na ₂ O	0,26	0,25	0,54	0,25	0,32	0,29
K ₂ O	—	—	0,04	—	—	—
С у м м а	99,51	100,86	100,53	100,43	99,57	99,55
Вол	45	46	44	46	46	45
Эн	44	43	45	43	43	45
Фс	11	11	11	11	11	10
f	20	20	19	20	21	18

Кристаллохимические формулы

12 — (Na_{0,02}Ca_{0,88}Mg_{0,86}Ti_{0,03}Fe_{0,21}²⁺)_{2,00}(Si_{1,84}Al_{0,16})_{2,00}O_{6,00}; 13 — (Na_{0,02} × Ca_{0,87}Mg_{0,82}Ti_{0,03}Fe_{0,21}²⁺Al_{0,05})_{2,00}(Si_{1,88}Al_{0,12})_{2,00}O_{6,00}; 14 — (Na_{0,04}Ca_{0,83} × Mg_{0,87}Ti_{0,03}Fe_{0,20}²⁺Al_{0,03})_{2,00}(Si_{1,88}Al_{0,12})_{2,00}O_{6,00}; 15 — (Na_{0,02}Ca_{0,86}Mg_{0,82} × Ti_{0,03}Fe_{0,21}²⁺Al_{0,08})_{2,00}(Si_{1,93}Al_{0,07})_{2,00}O_{6,00}; 16 — (Na_{0,02}Ca_{0,87}Mg_{0,81}Ti_{0,04} × Fe_{0,22}²⁺Al_{0,04})_{2,00}(Si_{1,82}Al_{0,18})_{2,00}O_{6,00}; 17 — (Na_{0,02}Ca_{0,87}Mg_{0,88}Ti_{0,01}Fe_{0,19}²⁺ × Al_{0,02})_{2,00}(Si_{1,91}Al_{0,09})_{2,00}O_{6,00}; 18 — (Na_{0,03}Ca_{0,85}Mg_{0,85}Ti_{0,02}Fe_{0,19}²⁺Al_{0,06})_{2,00} ×

хлоритизированы и имеют резко ксеноморфную форму и железистость 41%. Анальцим и цеолиты слагают почти третью часть объема породы.

В химическом отношении описанные выше породы близки соответствующим средним составам по Дэли. Как видно из табл. 2, все анализировавшиеся образцы характеризуются очень высоким содержанием щелочей (K₂O = 2,88–7,05; Na₂O = 2,61–5,15%; K₂O + Na₂O = 5,49–10,36; K₂O/Na₂O = 1.10–2,13). При этом содержание титана и железа понижено по сравнению с щелочными оливиновыми базальтами океана и океанических островов по К. Конди [52]. Содержание фосфора, наоборот, повышено за счет обогащения пород апатитом. Отношение FeO + Fe₂O₃/MgO = 1,02–2,55, отдельные значения увеличиваются до 4,16. При нанесении на номенклатурную диаграмму K₂O–SiO₂ (рис. 2), позволяющую разделить известково-щелочные, щелочно-базальтовые и высококалиевые — шошонитовые породы [79], фигуративные точки Курильских пород располагаются намного выше линии раздела щелочно-базальтовых и шошонитовых пород в поле последних.

Сравнивая особенности распределения некоторых сидерофильных и литофильных элементов в породах, слагающих расслоенный силл на мысе Непрístupный, можно видеть, что в ряду от ортоклаз-оливинового габбро-норита, залегающего в подошвенной части силла, до сиенитов в верхней его части закономерно уменьшаются содержания Co, Ni, Cr и отчасти Rb и одновременно увеличиваются — Ba, K, отчасти Sr (рис. 3). Отношения K/Rb и Rb/Sr возрастают в том же ряду от соответственно

Алеутские острова

	18	19	20	21	22	23	24
	51,86	51,98	52,08	47,28	47,85	51,55	49,02
	0,86	1,15	1,01	2,03	1,90	0,46	0,73
	3,49	3,45	3,60	6,63	6,21	2,41	5,12
	6,19	6,96	6,60	8,13	8,26	9,14	6,30
	0,14	0,15	0,15	0,10	0,15	0,47	0,17
	15,56	15,02	15,05	13,72	13,25	15,01	14,92
	21,49	21,95	12,72	21,69	22,41	21,08	22,37
	0,46	0,21	0,55	0,40	0,36	0,66	0,27
	0,01	—	—	—	—	0,02	—
	100,06	100,87	100,76	99,98	100,39	100,80	99,28
	45	46	45	46	47	43	46
	45	43	44	41	39	42	44
	10	11	11	13	14	15	10
	18	20	20	24	26	25	19

Кристаллохимические формулы

$\times (\text{Si}_{1,91}\text{Al}_{0,09})_{2,00}\text{O}_{6,0}$; 19 — $(\text{Na}_{0,01}\text{Ca}_{0,87}\text{Mg}_{0,82}\text{Ti}_{0,03}\text{Fe}_{0,21}^{2+}\text{Al}_{0,06})_{2,00}(\text{Si}_{1,91}\text{Al}_{0,09})_{2,00}\text{O}_{6,0}$; 20 — $(\text{Na}_{0,04}\text{Ca}_{0,85}\text{Mg}_{0,82}\text{Ti}_{0,03}\text{Fe}_{0,20}^{2+}\text{Al}_{0,06})_{2,00}(\text{Si}_{1,91}\text{Al}_{0,09})_{2,00}\text{O}_{6,0}$; 21 — $(\text{Na}_{0,03}\text{Ca}_{0,86}\text{Mg}_{0,77}\text{Ti}_{0,06}\text{Fe}_{0,25}^{2+}\text{Al}_{0,03})_{2,00}(\text{Si}_{1,75}\text{Al}_{0,25})_{2,00}\text{O}_{6,0}$; 22 — $(\text{Na}_{0,03}\text{Ca}_{0,89}\text{Mg}_{0,73}\text{Ti}_{0,05}\text{Fe}_{0,26}^{2+}\text{Al}_{0,04})_{2,00}(\text{Si}_{1,77}\text{Al}_{0,23})_{2,00}\text{O}_{6,0}$; 23 — $(\text{Na}_{0,05}\text{Ca}_{0,84}\text{Mg}_{0,82}\text{Ti}_{0,01}\text{Fe}_{0,28}^{2+})_{2,00}(\text{Si}_{1,89}\text{Al}_{0,11})_{2,00}\text{O}_{6,0}$; 24 — $(\text{Na}_{0,05}\text{Ca}_{0,88}\text{Mg}_{0,83}\text{Fe}_{0,19}^{2+}\text{Ti}_{0,02}\text{Al}_{0,03})_{2,00}(\text{Si}_{1,81}\text{Al}_{0,19})_{2,00}\text{O}_{6,0}$.

350 и 0,080 в ортоклаз-оливиновых габбро-норитах до 567 и 0,135 в монцонитах, несколько уменьшаясь в сиенитах. Следует отметить также, что во всех изученных нами образцах содержание хлора незначительно превышает содержание фтора. Эти закономерности выдерживаются и статистически — для средних составов пород о-ва Танфильева (табл. 5).

Интересно проследить дифференциацию микроэлементов в объеме магматического тела, сложенного одним типом породы. Такое изучение было проведено нами на пяти трахибазальтовых силлах мощностью 10–15 м на восточном побережье о-ва Танфильева. В целом установлено следующее: Co, Ni, Cr проявляют тенденцию к накоплению в подошвенной части силлов, тогда как Cu, V, Zn, Ti, Be, P, Ag увеличивают свои содержания в центре. Для Mn характерно повышение концентрации в краевых участках силлов, а Sr, Ba, Zr, Pb равномерно распределены во всем объеме интрузива. Таким образом, можно отметить, что дифференциация микроэлементов происходит на фоне дифференциации магматических пород.

На рис. 4 приводится диаграмма составов моноклинных пироксенов в щелочных базальтоидных породах Курильских островов в сравнении с некоторыми эталонами. Все изученные пироксены по составу варьируют незначительно (39–44 Вол, 34–46 Эн, 14–22 Фс). Это, как уже указывалось выше, составляет характерную особенность пород шошонитовых серий различных континентальных и океанических районов мира [74]. Курильские пироксены отличаются от пироксенов толеитовых и щелоч-

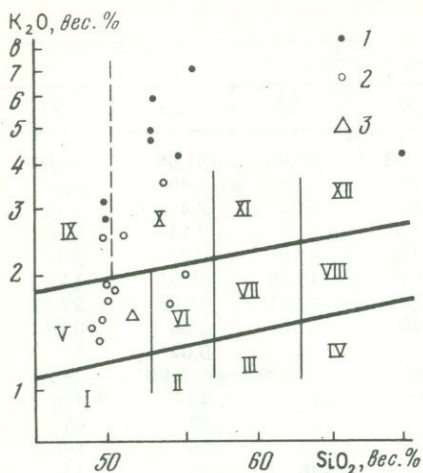


Рис. 2. Номенклатурная диаграмма щелочно-базальтовых и известково-щелочных пород по Д. Маккензи и Б. Чэпэллу [79].

Римские цифры соответствуют полям составов следующих пород: I — высокоглиноземистых базальтов, II — низкоглиноземистых андезитов, III — андезитов, IV — дацитов, V — высококалийных, высокоглиноземистых базальтов, VI — высококалийных низкокремниевых андезитов, VII — высококалийных андезитов, VIII — высококалийных дацитов, IX — абсарокитов, X — шошонитов, XI — латитов, XII — тосканитов. Щелочно-базальтовые породы: 1 — Курильских, 2 — Командорских, 3 — Алеутских островов

ных оливиновых базальтов Атлантического [50, 59] и Тихого [99] океанов меньшим содержанием Mn и большим — Fe, а их средний состав очень близок среднему составу пироксенов в трапах древних платформ [29] и щелочных габброидов расслоенных габбро-сиенитовых комплексов.

Различия в содержании железа и магния в породообразующих пироксенах, оливинах, биотитах и магнетитах, не дающие четкой линейной зависимости в ряду ортоклаз-оливиновый габбро-норит — калиевый тешенит — монзонит — сиенит (см. табл. 3, 4), связаны, по-видимому, с особенностями протекания процесса кристаллизации исходного магматического расплава *in situ*, в первую очередь в связи с возможным его перемешиванием под воздействием переменных тектонических сил.

С нашей точки зрения, представляется достаточно очевидным тот факт, что наблюдающиеся на о-ве Танфильева явления расслоения расплава в пределах магматических тел вполне могут быть соотнесены с аналогичными по природе процессами, протекающими в промежуточном магматическом очаге, конечно, если такой существовал на глубине. В этом случае, по-видимому, мог бы получиться ряд частных расплавов, соответствующих по составу отдельным горизонтам расслоенных силлов, вроде силлов на мысе Неприступный и Удачный. Следует отметить также, что на берегах о-ва Танфильева автор нередко встречал полукатанные и угловатые глыбы, сложенные породами отличного фациального облика от обнажающихся на острове в коренном залегании и частично отличающиеся от них по химизму: сильно стекловатые трахобазальты, трахиты и в одном случае риолиты. По-видимому, эти породы либо обнажаются ниже уровня моря в 4-километровом проливе между о-вами Танфильева и Хоккайдо (п-ов Немуро), либо относятся к породам последнего, где, по данным К. Яги [98], кроме интрузивной фации щелочно-базитовых пород, аналогичных породам о-ва Танфильева, присутствуют и комагматические им эффузивы. Все они могли образоваться в результате дифференциации магмы, в промежуточном очаге. Кроме того, по данным Э.Н. Казаковой [19], на о-ве Танфилье-

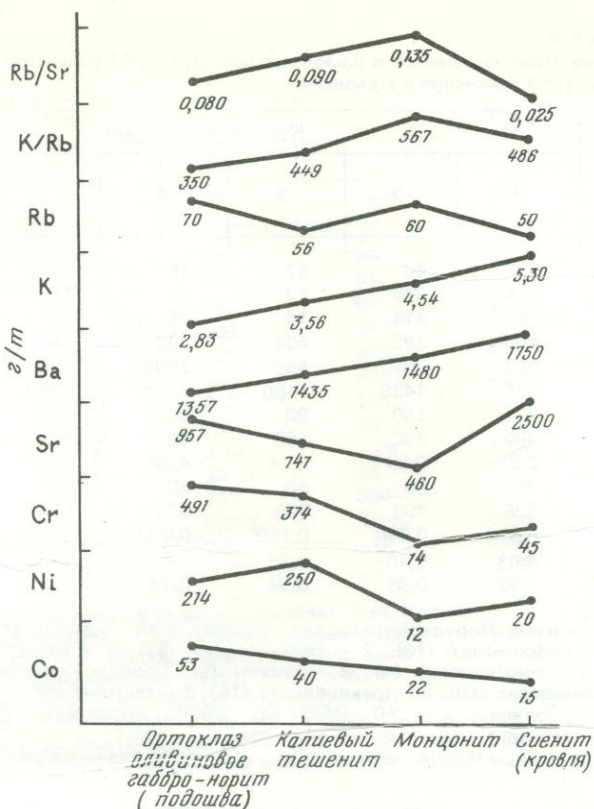


Рис. 3. Распределение Co, Ni, Cr, Sr, Ba, K, Rb и K/Rb, Rb/Sr отношения в породах, слагающих расслоенный силл на мысе Непрístupном, о-в Танфильева

Цифры на графике соответствуют содержанию микроэлементов в г/т и для упрощения диаграммы даны вне масштаба

ва присутствуют в небольших количествах пикриты, слагающие мало-мощные (1–2 см) прожилки в трахидолеритовых и тешенитовых силлах.

В целом в направлении с севера на юг в Малой Курильской гряде отчетливо отмечается увеличение как мощности отдельных магматических тел, так и их относительного количества, что связано, по-видимому, с приближением к центру вулканической деятельности, располагавшемуся в пределах о-ва Хоккайдо, о чем свидетельствует присутствие там в разрезе эффузивных и пирокластических пород, по химическому составу аналогичных малокурильским [10].

Результаты впервые выполненного в ИГЕМ АН СССР радиологического датирования магматических пород о-ва Танфильева приводятся в табл. 6. Полученные цифры возраста — 50–68 млн. лет по современной абсолютной геохронологической шкале соответствуют интервалу палеоцен—средний эоцен (Pg_1 – Pg_2^2) и несколько меньше возрастов, определенных японскими исследователями [96] для щелочных базальтоидов

Таблица 5

Содержание микроэлементов в щелочных базальтоидах Курильской и Алеутской островных дуг в сравнении с эталонами

Компонент	Курильские острова					
	1	2	3	4	5	6
Co	53	40	32	15	10	10
Ni	214	259	12	20	10	12
Cr	491	374	14	45	15	25
V	400	395	400	300	400	30
Sr	957	747	460	2500	800	400
Ba	1357	1435	1480	1750	1500	1500
Zr	80	100	90	50	100	230
Cu	300	300	400	40	50	20
K	2,3	2,99	3,74	4,39	5,87	3,55
Rb	70	60	60	50	110	110
K/Rb	328	498	623	878	534	323
Rb/Sr	0,073	0,080	0,130	0,020	0,138	0,275
Ni/Co	4,03	6,48	0,38	1,33	1,00	1,20
Cr/V	1,23	0,95	0,04	0,15	0,037	0,83

Примечание. Породы Курильских островов, о-ва Танфильева: 1 — ортоклаз-оливиновый габбро-норит (13), 2 — трахидолерит (37), 3 — монзонит (22), 4 — сиенит (5), 5 — трахибазальт (4), 6 — риолит (5). Породы Командорских островов: 7 — трахибазальт (10), 8 — трахидолерит (15), 9 — тешенит (6).

Анализы выполнены в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР. Аналитики: Д.Н. Князева, О.Г. Унанова. В скобках — количество анализов.

Эталоны. Щелочные породы океана: 10 — щелочные оливиновые базальты [57],

Таблица 5 (окончание)

Компонент	Эталоны					
	Островные дуги					
	13	14	15	16	17	
Co	32	Не опр.	Не опр.	Не опр.	28	
Ni	14	49	48	18	32	
Cr	17	210	104	56	88	
V	125	167	179	175	309	
Sr	100	352	347	385	1193	
Ba	70	214	244	270	664	
Zr	60	98	104	110	52	
Cu	110	72	68	54	148	
K	1,3	0,70	0,79	1,33	2,78	
Rb	—	26	19	31	66,8	
K/Rb	—	269	419	430	416,1	
Rb/Sr	—	0,074	0,055	0,081	0,05	
Ni%Co	0,437	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,14	
Cr/V	0,136	1,25	0,58	0,32	0,28	

Алеутские острова			Эталоны		
7	8	9	Океан		Островные дуги
			10	11	12
45	60	50	25	46	31
185	120	120	51	69	15
150	130	80	67	47	18
500	540	600	252	164	160
850	950	1380	815	490	100
500	510	580	498	280	79
100	140	150	333	57	65
80	120	70	32	19	110
1,32	1,81	2,12	1,28	1,26	0,2
10	25	30	33	39	4,5
132	724	707	390	323	450
0,012	0,03	0,022	0,040	0,080	0,045
4,11	2,00	2,40	2,04	1,50	0,48
0,30	0,24	0,13	0,27	0,29	0,113

11 — щелочной оливиновый базальт-анкармит о-ва Маврикий [42], данные по Sr, Ba, Rb — из работы [49]. Известково-щелочные и щелочные породы островных дуг. Энциматические дуги: 12, 13 — соответственно базальт и дацит Южно-Сандвичевых островов [4]. Энциматические дуги: 14 — андезит Новой Зеландии [79], 15 — андезит Японии [79], 16 — андезит Фиджи [79], 17 — шошонит Фиджи [63], 18 — андезит Папуа-Новая Гвинея [79], 19 — шошонит Папуа-Новая Гвинея [79], 20 — андезит Перуанских Анд [89]. Континентальные области: 21 — шошониты Йеллоустонского парка, США [88], 22 — тешениты Северного Кавказа [40].

Эталоны				
Островные дуги			Континент	
18	19	20	21	22
Не опр.	Не опр.	20	Не опр.	30
29	54	50	60	60
80	147	90	110	147
191	214	135	177	130
786	973	780	1145	270
583	561	680	2500	450
132	122	210	133	222
52	98	50	73	54
1,63	2,18	2,06	3,20	1,61
47	62	80	61	Не опр.
346	352	257,5	525	"
0,060	0,064	0,103	0,053	"
Не опр.	Не опр.	2,5	Не опр.	2,00
0,42	0,68	0,67	0,62	1,13

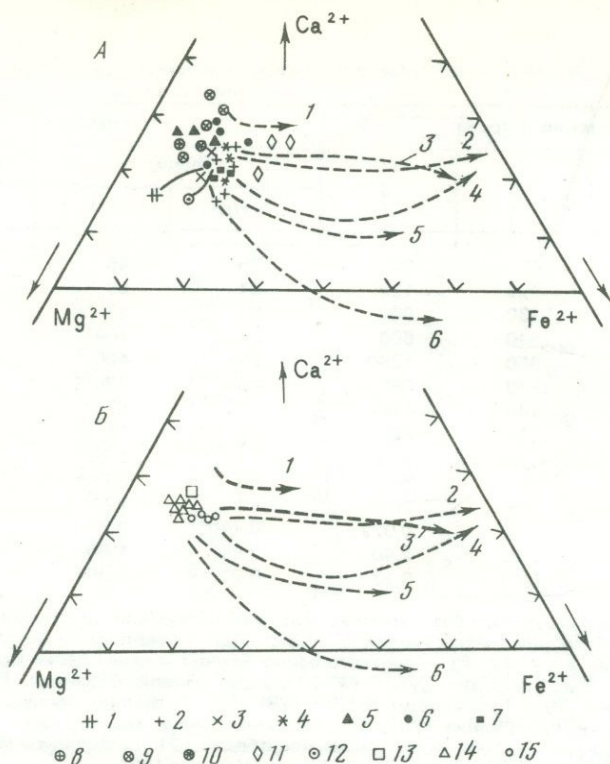


Рис. 4. Диаграмма составов моноклиновых пироксенов в щелочно-базальтовых породах Курильской и Алеутской островных дуг в сравнении с эталонами (ат.%)

А — Курильская островная дуга: 1 — сиениты и анальцимовые сиениты, 2 — монзониты, 3 — шшониты, 4 — ортоклаз-оливиновые габбро-нориты. Эталоны: породы абсарокит-шошонит-банакитовых серий [74]: 5 — абсарокиты (Иеллоустонский парк в США, Новая Гвинея); 6 — шошониты (Иеллоустонский парк в США, вулкан Стромболи в Италии, Западная Австралия, Малые Зондские острова); 7 — латиты (Большена в Италии, Малые Зондские острова). Породы дна океана: 8 — толеитовые базальты Северной Атлантики [60]. 9 — Южной Атлантики [50, 60], 10 — Тихого океана к югу от о-ва Гавайи [99], 11 — щелочные оливиновые базальты Тихого океана [87]. Породы древних платформ: 12 — траппы Норильского района [29]

Б — Сравнение моноклиновых пироксенов щелочных базальтоидов Курильских, Командорских и Алеутских островов. 13 — лимбургиты о-ва Канага, Андреяновские острова [53], 14 — Командорские острова [4], 15 — Курильские острова.

Пунктиром и цифрами на диаграммах обозначены тренды эволюции составов пироксенов в породах различных магматических серий: 1 — в ненасыщенной щелочно-базальтовой магне массива Скуэйр Топ, Австралия [97]; 2 — в почти насыщенной щелочно-базальтовой магне гор Нандевар, Австралия [44]; 3 — в щелочно-базальтовых сериях Японии [45]; 4 — в толеитах Тасмании [82]; 5 — в обычных базальтовых магмах [90]; 6 — в толеитовых сериях Японии [45].

о-ва Хоккайдо, равных 65–88 млн.лет (верхний мел—начало палеоцена). К самым молодым породам (50 млн.лет) относятся наиболее кислые разности — риолиты, не встречающиеся, однако, на о-ве Танфильева в коренном залегании. В целом результаты датирования хорошо согласуются с геологическими наблюдениями [8, 83].

Таблица 6

Результаты радиологических датировок щелочных базальтоидов Курильской и Алеутской островных дуг (К—Аг метод, валовые пробы)

№ образца	Порода	Содержание		$\frac{{}^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}}{{}^{40}\text{Ar}_{\text{общ}}}, \%$	Возраст, млн. лет
		калия, %	радиогенного аргона, нг/г		
Курильская островная дуга, о-в Танфильева					
$\frac{19\text{T}}{5}$ /77	Риолит	3,50 ± 0,04	12,4 ± 0,6	56; 62	50 ± 3
$\frac{20}{7}$ /77	Трахибазальт	5,76 ± 0,05	24,7 ± 0,7	34; 47	61 ± 3
$\frac{20}{35}$ /77	Ортоклаз-оливиновый габбро-норит	2,25 ± 0,04	9,8 ± 0,5	38; 39	61 ± 4
$\frac{19\text{T}}{10}$ /77	Монцит	4,39 ± 0,05	19,3 ± 0,6	47; 56	62 ± 4
$\frac{19}{27}$ /77	Анальцимовый монцит	3,80 ± 0,04	17,0 ± 0,6	56; 62	63 ± 4
$\frac{19}{47}$ /77	Шошонит	2,56 ± 0,04	12,3 ± 0,6	68; 69	68 ± 4
Алеутская островная дуга [4], о-в Беринга					
406/77	Трахидолерит	1,54 ± 0,03	2,3 ± 0,2	21; 26	21 ± 3
414/77	Трахибазальт	1,51 ± 0,03	2,6 ± 0,3	19; 29	25 ± 4
415/77	Тешенит	2,27 ± 0,03	3,3 ± 0,3	20; 30	21 ± 3

Примечание. Определение содержания радиогенного аргона производилось на аргоновой установке конструкции ИГЕМ АН СССР и масс-спектрометре МИ-1301 методом изотопного разбавления с применением в качестве эталона ${}^{38}\text{Ar}$. Определение калия производилось методом пламенной спектрофотометрии.

Расчет возраста производился по единым константам, рекомендованным Международной подкомиссией по геохронологии в 1976 г. на Геологическом конгрессе в Австралии, а именно $\lambda_{\text{K}} = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$, $\lambda_{\text{R}} = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$, ${}^{40}\text{K} = 0,01167$ (ат.%)

Суммируя изложенные выше геолого-петрографические и геохимические данные, можно сделать некоторые выводы: щелочные базальтоиды Курильских островов расположены на обращенной к Тихому океану островной дуге и образовались в интервале 50—68 млн. лет назад, т.е. в раннем—среднем палеогене, из одного магматического расплава состава щелочного высококалийевого базальта — шошонита. При этом, по-видимому, с одной стороны, происходила дифференциация магмы в промежуточном магматическом очаге, давшая серию частных расплавов, реализовавшихся в виде разнофациальных магматических тел различного состава, преимущественно на о-ве Хоккайдо, а с другой — непосредственно в мощных гипабиссальных интрузивных телах на о-ве Танфильева, приведшая к образованию в них расслоенности по схеме: ортоклаз-оливиновый габбро-норит — калиевый тешенит — монцит — сиенит. В этих, последовательно сменяющихся друг друга по разрезу дифференциатах, как, например, в щелочных высококалийевых базальтоидах Центральной Камчатки [38], происходит постепенное уменьшение коли-

чества оливина и увеличение биотита и калишпата и достаточно сложная эволюция химических составов породообразующих минералов. К концу процесса дифференциации в верхних частях магматических тел нарастает содержание кремнезема и щелочей, при этом образуются сиениты и в краевых частях — трахиты. Исходя из химических и количественно-минеральных составов основных типов щелочно-базальтовых пород Курильских островов, а также составов породообразующих минералов, устанавливается их тождественность породам шошонитовых серий различных районов мира, в частности Меланезии и Микронезии [63, 68, 94], Восточной и Центральной Камчатки [36, 38], юга Сахалина [8], Чилийских и Аргентинских Анд [77] и др.

АЛЕУТСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА

В Алеутской островной дуге щелочно-базальтовые породы известны на трех островах (рис. 5): Беринга и Медный — Командорские острова [4] и Канага — Андреяновские острова [53]. Наиболее широко они представлены на Командорских островах, которые образуют западный фланг Алеутского подводного хребта, протянувшегося в близширотном направлении от п-ова Аляска и Кенай к Камчатке на расстояние свыше 3000 км. Острова сложены в основном вулканическими и вулканогенно-осадочными породами палеогенового и неогенового возраста, разбитыми серией поперечных разломов с амплитудой сбросов не более 200 м [43]. Пликативные нарушения практически отсутствуют.

Как было показано ранее [3, 4, 41], магматическая деятельность на Командорских островах отчетливо подразделяется на несколько этапов, различающихся геотектоническим режимом, возрастом, веществом и химическим составом магматических пород. Выделены следующие магматические формации: 1) базальт-риолитовая (Pg_3), 2) базальт-трахидолеритовая (N_1^{1-2}), 3) диорит-гранитоидная ($N_1^3-N_2^1$). Щелочно-базальтовые породы относятся к базальт-трахидолеритовой формации.

Они распространены в основном на о-ве Беринга, в его северной и северо-западной частях и в меньшей степени на о-ве Медный. На о-ве Беринга это трахибазальтовые, трахидолеритовые лавовые потоки и покровы, реже sillы и дайки того же состава. Мощность потоков варьирует от 20 до 50 м, протяженность составляет 2—5 км и более. По данным О.А. Шмидта [43], все магматические породы слагали первоначально крупный щитовой вулкан диаметром более 20 км, впоследствии сильно денудированный. Общая мощность вулканитов превышает 1000 м. На основании находок фораминифер и моллюсков туфогравеллитовых и туфопесчаниковых прослоях среди трахибазальтовых лав в районе мыса Северо-Западный [43], а также результатов проведенных нами радиологических датировок [4] возраст формации определяется как нижне-среднемиоценовый. Описанная И. Морозевичем [86] и Ю.В. Жегаловым [14] на юго-западе о-ва Беринга единственная дайка "берингита", по нашим данным, представляет собой одну из многочисленных тешенитовых даек, часто встречающихся на восточном побережье центральной части о-ва Медного и в районе мыса Монати, на юге о-ва Беринга. Слагающие их тешениты в петрографическом отношении несколько отличаются от трахидолеритовых интрузивов в окрестностях пос. Никольское.

Выше, в таблицах 1 и 2, приведены результаты соответственно количественного-минерального и химического анализов щелочно-базальтовых

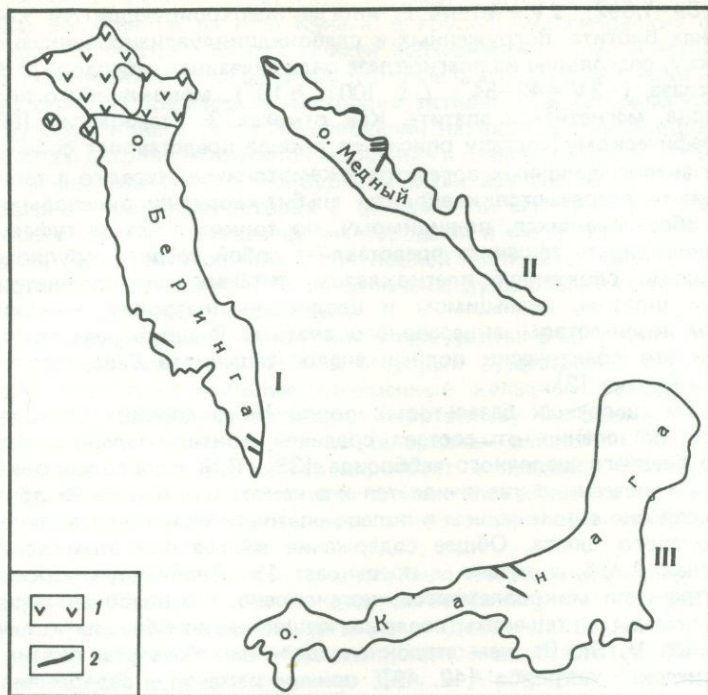


Рис. 5. Схема распространения щелочных базальтоидов на Командорских и Алеутских островах

I — о-ва Беринга, II — о-ва Медного, III — о-ва Канага. 1 — трахибазальтовые лавы и пирокластика, 2 — дайки и силлы трахидолеритов, тешенитов, лимбургитов

пород Командорских островов, в табл. 3, 4 — химический состав их породообразующих минералов.

Под микроскопом наиболее типичный представитель щелочных базальтоидов Командор — трахибазальт представляет собой порфириковую породу с плотной текстурой. Во вкрапленниках находятся зональный лабрадор № 49–65, моноклинный пироксен — титанавгит состава 44–46 Вол, 43–45 Эн, 11 Фс, с $f = 19–20\%$, оливин 88 Фо, 12 Фа, относящийся к высокомагнезиальным разностям — хризолитам. Основная масса обладает гиалопилитовой или пилотакситовой структурой и состоит из микролитов плагиоклаза и клинопироксена, погруженных в стекловатый базис, пропитанный мелкими выделениями магнетита. Иногда в ней встречаются чешуйки коричневого биотита. Анальцит — важный в петрогенетическом отношении минерал — выполняет пустоты в породе, промежутки между минералами ранней кристаллизации и широко распространен среди стекла основной массы. Трахидолериты по минеральному и химическому составу близки трахибазальтам, отличаясь от них лишь структурными особенностями.

Тешениты состоят из хорошоограниченных зерен титанистого авгита (43–47 Вол, 39–42 Эн, 13–15 Фс, $f = 24–26\%$), более железистого, чем пироксены трахибазальтов и трахидолеритов, мелких кристалликов коричнево-красного амфибола — баркевикита ($n_g = 1,709–1,712$,

$n_p = 1,689-1,692$; $2V = 40-44^\circ$), иногда плеохроирующего в коричневых тонах биотита, погруженных в слабоиндивидуализированную основную массу, состоящую из плагиоклаза ряда андезина—лабрадора № 35—49, анортотлаза ($-2V = 43-54^\circ$; $\angle \perp (001) = 10^\circ$), моноклинного пироксена, кварца, магнетита и апатита. Как отмечал З. Стажинский [86], по петрографическому составу описанная порода представляет собой почти полный аналог щелочных вогезитов и камптонитов. Нередко в тешенитовых дайках встречаются ксенолиты альбит-хлорит-пироксеновых роговиков, образовавшихся, по-видимому, по тонкозернистым туфам. Другая разновидность тешенита представляет собой средне-, крупнозернистую породу, сложенную плагиоклазом, титанавгитом, кали-натриевым полевым шпатом, анальцимом и цеолитами (натролит, томсонит) с большим количеством акцессорного апатита. В петрографическом отношении это практически полный аналог тешенитов Северного Кавказа [40] и Грузии [2].

Химизм щелочных базальтовых пород Командорских островов изменяется постепенно от состава среднего континентального базальта [21] до среднего щелочного габброида [33]. При этом содержание K_2O в породах постепенно увеличивается и в некоторых тешенитах достигает 3%, что связано с появлением в полевошпатовой части пород кали-натриевого полевого шпата. Общее содержание железа при этом варьирует в пределах 8—9%, а титана — превышает 1%. Анализируя особенности распространения микроэлементов, установлено, что наиболее высококальциевые породы — тешениты содержат существенно большие количества Co, Ni, Cr, V, Sr, Ba, чем эталонные щелочные базальты океана [57] и океанических островов [42, 49], причем изменение содержания этих элементов, как и калия, происходит постепенно (см. табл. 5). Отношение K/Rb в породах варьирует от 132 в трахибазальтах до 707, 724 в трахидолеритах и тешенитах.

Радиологические датировки трахибазальтов и трахидолеритов о-ва Беринга (см. табл. 6) дают возраст 21,0—25,0 млн. лет, что соответствует границе нижнего и среднего миоцена и находится в соответствии с геологическими наблюдениями. При этом две наиболее молодые цифры возраста, равные $21,0 \pm 3$ млн. лет каждая, получены для сильнокальциевых пород — трахидолеритов и тешенитов, слагающих sillы вблизи пос. Никольское и на мысе Гаунта (содержание калия до 2,27 вес.%).

Таким образом, возрастные соотношения и все перечисленные выше петролого-геохимические особенности магматических пород свидетельствуют о закономерной эволюции исходного базальтового расплава в сторону увеличения его щелочности. Тем не менее, хотя щелочно-базальтовые породы Командорских островов в петрографическом и геохимическом отношениях и имеют определенные черты сходства с шошонитовыми ассоциациями современных островных дуг [63, 68, 73, 74, 94], что выражается в повышенных содержаниях K, Sr, Ba при относительно низком содержании Fe, однако наличие титанистого авгита — минерала, характерного не для шошонитов, а для щелочно-базальтовых и щелочно-габброидных пород, на фоне высоких валовых содержаний TiO_2 свидетельствует скорее о принадлежности описанных пород к производным щелочей оливин-базальтовой магмы. По сравнению с моноклинными пироксенами Курильских шошонитов титанистые авгиты Командор значительно более магниезильны и менее железисты (в среднем: Курилы — 41,8 Эн, 15,8 Фс, $f = 27,6$; Командоры — 43,2 Эн,

11,4 Φ_c , $f = 20,7$) вследствие меньшей общей щелочности исходных расплавов. В пределах Алеутской островной дуги щелочно-базальтовые породы обнажаются на о-ве Канага, в группе Андреяновских островов (см. рис. 5). Остров Канага сложен верхнеэоценовыми и четвертичными вулканическими породами, на которые в его северной части несогласно наложена вулканическая постройка активного в историческом прошлом вулкана Канага [51]. На основании находок фауны наиболее древние породы острова датируются миоценом и отчасти плиоценом [59].

Щелочные базальты — лимбургиты были изучены С.де Лонгом [53] на северном побережье острова в центральной его части. К сожалению, взаимоотношение с вмещающими породами и морфология тел лимбургитов не были установлены из-за плохой геологической обнаженности местности. В лимбургитах были отмечены дунитовые включения с хромитом и моноклинным пироксеном.

В петрографическом отношении лимбургиты о-ва Канага — щелочные базальты, полевой шпат в которых существенно варьирует по составу, при этом наиболее обедненные кальцием разности состава 62 Ab , 18 An , 20 Or соответствуют анортоклазу. Во всех полевых шпатах повышено содержание железа (в среднем выше 1% FeO), оливина относительно мало. Его состав варьирует в пределах 84–87 Φ_o (см. табл. 3). Полагают [53], что весь оливин в лимбургите ксеногенный и захвачен в результате разрушения оливинсодержащих ультраосновных перидотитовых включений.

Моноклинные пироксены представлены богатым кальцием авгитом или салитом (см. табл. 4). На диаграмме $Ca-Mg-Fe$ (см. рис. 4) они следуют тренду кальциевых авгитов в щелочных базальтах и имеют аналогичное с пироксенами натриевых щелочных базальтов Малоантильской островной дуги соотношение TiO_2 и Al_2O_3 [46]. По своему химизму моноклинный пироксен лимбургитов о-ва Канага очень близок также пироксену вулканических пород Бриджит Ков на юго-востоке Аляски, имеющих, по-видимому, отчетливую щелочную тенденцию [66].

Другим веским свидетельством об отнесении лимбургитов о-ва Канага к щелочным породам может служить отсутствие ромбического пироксена, присутствие анортоклаза и высокая сумма щелочей ($Na_2O + K_2O = 5\%$) в основной массе породы.

Факты нахождения щелочных базальтоидов с перидотитовыми и дунитовыми включениями в энсиматических внутриокеанических островных дугах пока еще крайне редки [58]. С.де Лонгом [53] приводятся, однако, данные о том, что эти ультраосновные включения не типичные мантийные лерцолиты, а скорее соответствуют ультраосновным членам расслоенных базитовых комплексов Аляскинского типа, имеющим другое происхождение [67].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Сравнивая особенности проявления щелочно-базальтового магматизма двух изученных островных дуг, можно констатировать следующее.

1. Щелочные породы Курильской островной дуги образовались из одного высококалийевого базальтового расплава при его кристаллизации как в магматических телах, так, по-видимому, и в промежуточном очаге и по совокупности петролого-геохимических параметров соот-

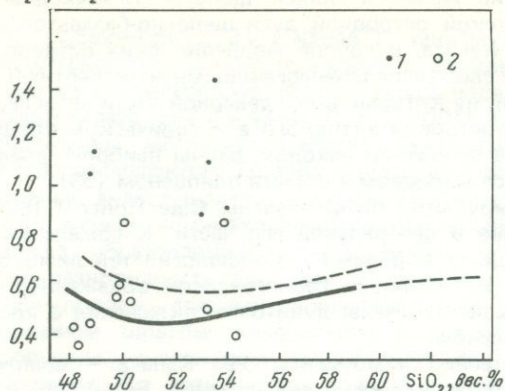
K_2O/Na_2O 

Рис. 6. Диаграмма K_2O/Na_2O-SiO_2 щелочно-базальтовых пород Курильских и Командорских островов

Поле между двумя изонутными линиями соответствует области составов "гиперстеновой серии пород" по Куно. 1 — Курильские острова, о-в Танфильева, 2 — Командорские острова, о-в Беринга, Медный

ветствуют шошонитовой ассоциации в понимании Иддингса [65] и Г. Джоплина [72, 73]. Шошониты Курильских островов имеют возраст 50–68 млн. лет (ранний — средний палеоген) и расположены на обращенной к Тихому океану стороне островной дуги на крайнем ее юге, примыкающем к Японским островам.

2. Щелочные породы Алеутской островной дуги обладают петролого-геохимическими характеристиками, позволяющими относить их к производным щелочной оливин-базальтовой магмы, сходной с щелочно-базальтовыми магмами внутриокеанических островов, претерпевшей процесс дифференциации и фракционирования на глубине. Щелочные базальтоиды Алеутской островной дуги имеют возраст 21–25 млн. лет (нижний—средний миоцен) и расположены как на тихоокеанской, так и на берингово-морской ее сторонах в крайне западной (Командорские острова) и центральной (о-в Канага) частях дуги.

Химическое различие между шошонитовыми породами Курильских островов и щелочно-базальтовыми образованиями Алеутских островов хорошо заметно на диаграмме K_2O/Na_2O-SiO_2 (рис. 6). В то время как для первых отношение K_2O/Na_2O значительно выше и возрастает с увеличением SiO_2 , для вторых оно намного ниже и практически не коррелируется с SiO_2 . Лишь два образца командорских пород обладают очень высоким отношением K_2O/Na_2O — близким таковому в породах шошонитовых ассоциаций. Различие в химизме Курильских и Алеутских щелочно-базальтоидных пород хорошо видно также при нанесении точек их составов на номенклатурную диаграмму (см. рис. 2).

Попытаемся теперь выяснить, какую же информацию о глубинном строении Курильской и Алеутской островных дуг может нам дать присутствие на них щелочно-базальтовых магматических пород, различия в их составах, возрастные соотношения и пространственное расположение в структуре дуги.

Как известно, все современные островные дуги можно разделить на энзиматические — заложившиеся на океанической коре (Южно-Сандвичева, Тонга-Кермадек, Марианская, Соломонова) и на энсиалические, заложившиеся на континентальной коре, обычно на периферии континентальных сегментов (Япония, Новая Зеландия, Новая Гвинея, Индонезия, Новая Каледония), а процесс их эволюции — на ряд последователь-

ных стадий: инициальную, раннюю, среднюю и позднюю, различающиеся магматизмом, особенностями осадконакопления, тектонического режима и металлогенной [64, 84, 85].

В энсиматических дугах, как считает большая часть исследователей [23, 27], от стадии к стадии происходит процесс последовательной переработки первичной океанической коры "фундамента" дуги в кору континентального типа, а для энсиалических дуг — в сторону еще большего наращивания мощности и большей дифференцированности уже имеющегося гранито-метаморфического слоя [10, 78].

При этом было установлено [68, 69], что в современных "зрелых" дугах, продолжительностью существования свыше 30—40 млн. лет, например Ново-Гебридской или Фиджийской, устанавливаются следующие закономерности: 1) эволюция магматизма происходит параллельно эволюции "фундамента" дуги по схеме: инициальная стадия — толеитовый магматизм, ранняя и средняя — известково-щелочной, поздняя — шошонитовый; 2) шошонитовые породы поздней стадии имеют наиболее молодой возраст и пространственно расположены на вогнутой, наиболее удаленной от сейсмофокальной зоны Беньофа стороне дуги. Следует заметить, что под "зрелостью", островной дуги обычно понимают образование в ее глубинных частях вновь созданной континентальной коры [22, 23]. Последнее обычно связывается с локальным переплавлением меланократового фундамента в условиях высоких температур, создаваемых большими массами поднимающейся в верхние структурные этажи перегретой базальтовой магмы. В этой связи интересно отметить тот факт, что в островных дугах, находящихся на "ранней" стадии своего развития, т.е. не имеющих еще в своем основании "гранитно-метаморфического" слоя, как, например, Южно-Сандвичева дуга [39, 47], присутствуют только производные толеитовой магмы, а производные шошонитовой — отсутствуют.

Таким образом, наличие или отсутствие шошонитовых пород на островных дугах, по-видимому, можно связывать со "степенью зрелости" гранитно-метаморфического слоя в основании дуги.

Распространяя этот вывод на Курильскую островную дугу, можно считать, что под южной группой современных Курильских островов, как и под о-вом Хоккайдо, уже в позднем мезозое — нижнем палеогене, т.е. 50—68 млн. лет назад существовала достаточно зрелая и дифференцированная кора континентального типа. В это время островной дуги как таковой еще не существовало. Курильский глубоководный желоб и островная дуга, в ее современной конфигурации, образовались лишь в эоцене—олигоцене — 38—40 млн. лет назад [35]. Если все это действительно так, то Курильскую островную дугу, по крайней мере в ее южной части, следует относить к типу энсиалических. К сходным же выводам приходит и ряд других исследователей [19, 31, 34].

Периферийное, обращенное к океану положение шошонитовой ассоциации Курильских островов, противоположное ее положению в современных островных дугах Тихого океана, очевидно, указывает на значительное перемещение, начиная с палеогена, границы континент—океан к западу, что связано, по-видимому, с опусканием континентального блока по мере заложения на его периферии островной дуги в эоцене—олигоцене.

Данный вывод подтверждается многочисленными, известными из литературы фактами: 1) находками галек гранитоидов и метаморфических образований в меловых отложениях Малой Курильской гряды;

2) сменой морских фаций матакотанской свиты кампанского возраста континентальными в направлении с северо-запада на юго-восток [32]; 3) присутствием среди ксенолитов в верхнемеловых лавах матакотанской и малокурильской свит метаморфических сланцев, кварцитов, роговиков, амфиболитов, габбро, гнейсов и калишпатовых гранитов [37]. Аналогичные ксенолитам породы были драгированы нис "Пегас" на внешнем, Тихоокеанском склоне Малокурильской гряды [6]; 4) результатами драгирования и изучения коренных пород вала Зенкевича [5]. Последние представлены высококалиевыми базальтами с содержанием K_2O от 1,1 до 5,1% (в среднем 2,5%), в химическом отношении аналогичными шошонитам о-ва Танфильева. Сходные породы вскрыты скв. 305 глубоководного бурения в 32-м рейсе "Гломар Челленджер" в 450 км к юго-востоку от о-ва Танфильева и имеют юрский возраст [80]. Таким образом, энсиальность фундамента Малой Курильской гряды устанавливается достаточно надежно.

Что же касается Алеутской островной дуги, то отсутствием там типичных шошонитовых пород наряду с большим объемом геолого-петрографических, геохимических, радиологических и других данных, полученных к настоящему времени по магматическим породам как советского, так и американского секторов дуги [4, 93], несомненно свидетельствуют об ее энсиальности, по крайней мере до меридиана о-ва Уналашка, где островодужные вулканические породы накладываются на шельфовую зону Североамериканского континента. В магматических породах Алеут до сих пор не найдено ни одного гнейсового или гранитного ксенолита, тогда как включения ультрабазитов и их серпентинизированных аналогов весьма обычны [43, 53]. На Командорских островах щелочные базальтоиды расположены без видимой пространственной закономерности и имеют возраст 21—25 млн. лет, т.е. образовались значительно позже времени заложения Алеутской островной дуги. Последний вывод основывается на данных О.И. Супруненко [35], по мнению которого, наличие мелководной фации осадков в средне-, позднеэоценовых отложениях на гайоте Мейджи, расположенного к югу от Командорских островов в настоящее время на глубинах около 3000 м, указывает на то, что последний не был еще полностью погружен 38 млн. лет назад. По-видимому, 38 млн. лет являются как раз тем рубежом, когда восточная Камчатка и подводная возвышенность Обручева образовали единую морфоструктуру. Затем происходило значительное опускание океанического дна, связанное, по мнению О.И. Супруненко [35], с заложением Курильского глубоководного желоба и, по-видимому, с образованием в это же время субширотного глубинного разлома — зародыша Алеутской островной дуги и связанного с ним Алеутского глубоководного желоба.

Таким образом, мы видим, что геолого-тектоническое положение щелочных базальтоидных пород в системе Курильской и Алеутской островных дуг принципиально различно. Соответственно различны, по-видимому, и механизмы генезиса исходных магматических расплавов.

Обычно считают, что щелочно-базальтовые серии пород образуются за счет выплавки наиболее глубинных, еще не дифференцированных в отношении натрия и калия участков мантии [62, 64]. При этом наблюдающиеся различия в составах щелочно-базальтовых пород объясняют различной степенью частичного плавления мантийных перidotитов или гранатовых перидотитов с последующим гравитационным фракционированием из расплава оливина, моноклинного и ромбического пироксенов и шпинели. Это подтверждается находками в щелочных базальтах

ряда районов мира ультрабазитовых ксенолитов [11] и образованием кумулятивных структур горных пород. Подобный механизм, в частности, привлекается для объяснения появления щелочных базальтов на о-ве Гренада в системе Малоантильской островной дуги [46] и на островах Индийского океана: Маврикии [49], Реюньоне [100] и Родригесе [81]. По-видимому, именно с таким механизмом возникновения магматического расплава мы имеем дело на Командорских и Алеутских островах, где со временем по мере возрастания жесткости структуры дуги образовались (или заново открывались) тектонические трещины-разломы, достигавшие глубоких горизонтов верхней мантии.

Для объяснения генезиса высококальциевых базальтоидов шошонитового ряда обычно привлекается механизм контаминации магматического расплава базальтового состава калийсодержащими породами земной коры [20, 21, 56]. Как показали экспериментальные исследования последних лет [1, 30], этот принцип хорошо объясняет появление и известково-щелочных расплавов, а проблема генезиса шошонитовых расплавов, по-видимому, неотделима от проблемы генезиса известково-щелочных пород и в первую очередь андезитов. Прямым геологическим свидетельством этому служат известные в литературе факты чередующихся излияний из одних и тех же стратовулканов андезитовых и шошонитовых лав, причем содержание Si, Al, K, Na закономерно варьирует в ряду андезит — шошонит. Подобные явления отмечаются в частности, в плейстоценовых и современных вулканах центрального нагорья Папуа, Новая Гвинея (вулканы Суару, Хаген) и, по-видимому, со всей определенностью свидетельствуют о едином механизме образования исходных магматических расплавов. Дополнительным подтверждением такому выводу служит низкое содержание TiO_2 и высокое отношение V/Ni в шошонитовых породах Восточной Папуа, Новая Гвинея [70], о-вов Фиджи [63] и о-ва Пуэрто-Рико [71], сходные с аналогичными петрохимическими параметрами соответствующих андезитов.

По данным А.Д. Бабанского, андезитовые расплавы могут образоваться путем ассимиляции на достаточно глубинных уровнях (давление свыше 9 кбар) первичным магматическим расплавом состава пикритового базальта высокоглиноземистого метапелитового вещества с высоким содержанием щелочей. Это продемонстрировано экспериментально на примере андезитовых расплавов вулкана Малый Семячик на Камчатке [1]. Необходимо подчеркнуть, что процесс ассимиляции происходит на весьма больших глубинах, где пикритовая магма находится в перегретом состоянии, содержит большое количество летучих и крайне реакционноспособна. При подъеме же в верхние горизонты земной коры ее способность к взаимодействию с вмещающими породами заметно ослабевает, в результате чего в изливающихся на дневную поверхность андезитовых лавах нередко встречаются ксенолиты высокоглиноземистых пород — различного рода роговиков, имеющих очень четкие контакты с вмещающей породой и не несущих никаких следов хотя бы даже частичной ассимиляции [28]. Г.П. Орловой, И.Д. Рябчиковым и Г.Н. Муравичкой [26] было экспериментально продемонстрировано, что сплавление двух частей пикрито-базальта и одной части метапелита ($2,01 Na_2O$; $4,02\% K_2O$) при давлении 4 кбар в интервале температур $2000-800^\circ C$ образует расплав состава шошонита ($2,12\% Na_2O$; $2,99\% K_2O$; $8,86\% FeO$; $51,57\% SiO_2$) при условии гравитационной отсадки незначительного количества оливина и пироксена и аккумуляции небольшой массы плагиоклаза. По-видимому, к подобному же результату привело бы

и добавление в исходной пикритовой расплав кислых пород гранитоидного ряда, которые, как известно из классических опытов Г. Винклера и Г. фон Платена [7], сами могут быть получены путем плавления глинистых пород типа граувакк или аргиллитов. Для новогвинейских вулканов данный механизм вероятен, так как последние расположены на смятых в складки мезозойских и кайнозойских осадочных породах, в свою очередь залегающих поверх позднепалеозойского гранито-метаморфического фундамента. Общая мощность земной коры там превышает 40 км [95].

Для южной группы Курильских островов нам кажется вполне правомерным принять аналогичную петрогенетическую модель. Следует добавить еще, что на возможность расплавления основной магмой кислых вмещающих пород на глубине и на значение этих процессов в петрогенезисе в свое время указывали Ф.Ю. Левинсон-Лессинг, Д.С. Белянкин, А.А. Полканов, Дж. Уайт, И. Серл, О.А. Богатиков, В.П. Петров и др.

* * *

Проведенное геолого-петрографическое и геохимическое изучение щелочных базальтоидов Курильской и Алеутской островных дуг с привлечением обзора литературы позволяет сделать следующие выводы.

1. Для образования магматических пород шошонитовой ассоциации необходимо, чтобы в основании региона имелась достаточно мощная континентальная кора — контаминат глубинных пикрито-базальтовых расплавов. По-видимому, именно по этой причине шошонитовые породы отсутствуют на энзиматических внутриокеанических островах и на островных дугах, находящихся на ранних стадиях своего развития.

2. Появление щелочно-базальтовых образований не связано с типом земной коры в фундаменте геологической структуры, а обусловлено непосредственным, весьма быстрым по времени, поступлением глубинных мантийных выплавов в верхние горизонты земной коры по ослабленным зонам разломов. Процесс глубинной ассимиляции при этом, очевидно, был минимальным.

3. Шошонитовые породы островных дуг имеют большее петролого-геохимическое сродство к андезитам, часто с ними пространственно ассоциирующим, а не к щелочным базальтам, что обусловлено, по-видимому, сходными процессами магматогенеза двух первых типов пород. Для решения вопроса, почему в одних случаях при ассимиляции пикритовым расплавом метапелитового или гранито-гнейсового субстрата образуется андезитовый расплав, а в других случаях — шошонитовый, необходимо, очевидно, оценить степень контаминации, т.е. знать конкретную термодинамическую обстановку этого процесса, а также учитывать реальные геолого-тектонические соотношения пород в регионе.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бабанский А.Д.* Экспериментальное изучение физико-химических условий дифференциации известково-щелочных магм: Автореф. дис.... канд. геол.-минерал. наук. М.: Наука, 1980.
2. *Белянкин Д.С., Петров В.П.* История исследований по тешенитам и некоторые новые данные по тешенитам и родственным с ними цеолитосодержащим породам на территории Грузии. — Зап. Всерос. минерал. о-ва, 1940, ч. 69, № 2/3.
3. *Борсук А.М., Цветков А.А., Аракелянц М.М.* Магматические формации запад-

- ного сегмента Алеутской островной дуги. — В кн.: Тез. докл. на XIV Междунар. Тихоокеан. науч. конгр. Хабаровск, 1979.
4. *Борсук А.М., Цветков А.А.* Магматические формации западной части Алеутской островной дуги. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 2.
 5. *Васильев Б.И., Подзорова Д.И., Скорикова М.Ф.* Вещественный состав и физические свойства базальтов вала Зенкевича (Тихий океан). — ДАН СССР, 1977, 226, № 3.
 6. *Васильев Б.И., Жильцов Э.Г., Суворов А.А.* Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга—желоб. М.: Наука, 1979.
 7. *Винклер Г., фон Платен Г.* Экспериментальный метаморфизм и анатексис: Переводы из журнала *Geochim. Cosmochim. Acta* за 1957—1961 гг. Новосибирск: Наука, 1968.
 8. *Гаврилов В.К., Соловьева Н.А.* Щелочные базальтоиды в юрских нижнемеловых отложениях Сахалина. — ДАН СССР, 1975, 223, № 1.
 9. *Гаврилов В.К., Соловьева Н.А.* Вулканоогенно-осадочные формации геосинклинальных поднятий Малых и Больших Курил. Новосибирск: Наука, 1973.
 10. Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968.
 11. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975.
 12. *Грин Д.Х., Рингвуд А.Е.* Происхождение базальтовых магм. — В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968.
 13. *Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. М.: Мир, 1965.
 14. *Жегалов Ю.В.* Командорские острова. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1964, т. 31.
 15. *Зубатарева Л.И., Кабанова Е.С., Медведева И.Е.* Фундамент морского дна. — В кн.: Итоги науки и техники. Геохимия, минералогия, петрография. 1976, т. 9.
 16. *Зубатарева Л.И., Кабанова Е.С., Рудник Г.Б.* Магматизм океанических островов. — В кн.: Итоги науки и техники. Геохимия, минералогия, петрография. Там же, 1978, т. 10.
 17. *Казакова Э.Н., Неверов Ю.П., Сергеев К.Ф.* О щелочных породах островов Малой Курильской гряды. — ДАН СССР, 1967, 173, № 4.
 18. *Казакова Э.Н., Сергеев К.Ф., Стрельцов М.И.* О позднемеловом магматизме Малой Курильской гряды. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 2.
 19. *Казакова Э.Н., Неверов Ю.А., Сергеев К.Ф., Стрельцов М.И.* Ассоциация щелочных базальтоидов Курильской островной дуги. — Тр. СахКНИИ, 1974, вып. 31.
 20. *Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964.
 21. *Кутолин В.А.* Статистическое изучение химизма базальтов. М.: Недра, 1969.
 22. *Маракушева А.А.* Эволюция магматизма и метаморфизма островных дуг. — В кн.: Геохимия, минералогия, петрология: Докл. ученых на XXV Междунар. конгр. М.: Наука, 1976.
 23. *Марков М.С.* Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1971.
 24. *Марфуни А.С.* Полевые шпаты — фазовое взаимоотношение, оптические свойства, геологическое распространение. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 78.
 25. *Неверов Ю.П.* Петрология щелочных базальтоидов мыса Удачного на острове Танфильева (Малая Курильская гряда). — Тр. СахКНИИ, 1970, вып. 25.
 26. *Орлова Г.П., Рябчиков И.Д., Муравицкая Г.Н.* Ликвидусные равновесия в расплаве высококалийного базальта для 4 кбар в условиях недостатка воды. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 4.
 27. *Пейве А.В., Хаин В.Е., Книппер А.Л.* Вопросы тектоники. — В кн.: Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXV сессии Международного геологического конгресса. М.: Наука, 1979.
 28. *Пискунов Б.Н., Абдурахманов А.И., Ким Чун Ун.* Корреляция состав—глубина и положение магматических очагов Курильских вулканов. — ДАН СССР, 1979, 244, № 4.
 29. *Рябов В.В., Золотохин В.В.* Минералогия дифференцированных траппов. Новосибирск: Наука, 1977.
 30. *Рябчиков И.Д., Богатилов О.А., Бабанский А.Д.* Физико-химические проблемы происхождения щелочноземельных магм. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 8.
 31. *Сергеев К.Ф.* Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976.
 32. *Сергеев К.Ф., Стрельцов М.И.* К вопросу о тектонике и геологической истории Малой Курильской гряды. — Тр. СахКНИИ, 1970, вып. 25.
 33. *Соловьев С.П.* Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л.: Наука, 1970.

34. Стрельцов М.И. Дислокация южной части Курильской островной дуги. М.: Наука, 1976.
35. Супруненко О.И. О времени заложения и оформления Курило-Камчатского глубоководного желоба. — ДАН СССР, 1976, 227, № 5.
36. Супруненко О.И., Марковский Б.А. Щелочные вулканы полуострова Кроноцкого (Камчатка). — ДАН СССР, 1973, 211, № 3.
37. Федорченко В.И., Родионова Р.И. Ксенолиты в лавах Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1975.
38. Флеров Г.Б., Колосков А.В. Щелочной базальтовый магматизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976.
39. Фролова Т.И., Рудник Г.Б. Об анортозитовой тенденции дифференциации в вулканических породах ранних стадий развития островных дуг (на примере Южно-Сандвичевой островной дуги). — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1974, № 4.
40. Цветков А.А. Мезозойский магматизм центральной части Северного Кавказа. М.: Наука, 1977.
41. Цветков А.А. Магматические породы раннего этапа развития Алеутской островной дуги и связанная с ними рудная минерализация. — В кн.: Природные ассоциации магматических горных пород и связанная с ними рудная минерализация. М.: Наука, 1982.
42. Цветков А.А., Говоров И.Н., Карпунин В.Е. Петрология магматических пород о. Маврикий. — ДАН СССР, 1980, 244, № 4.
43. Шмидт О.А., Серова М.Я., Долматова Л.М. Стратиграфия и палеонтологическая характеристика вулканогенных толщ Командорских островов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 4.
44. Abbot M.J. Petrology of the Nandewar volcano, New South West. — Contribs Miner. and Petrol., 1969, vol. 20.
45. Aoki K. Clinopyroxenes from alkaline rocks of Japan. — Amer. Mineral., 1964, vol. 49, N 9/10.
46. Arculus R.J. Geology and geochemistry of the alkali — basalt — andesite association of Grenada, Lesser Antilles island arc. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1976, vol. 87.
47. Baker P.E. Comparative volcanology and petrology of the Atlantic island arcs. — Bull. Volcanol., 1968, vol. 32, N 1.
48. Baker P.E. Peralkaline acid volcanic rocks of oceanic islands. — Bull. Volcanol., 1975, vol. 38.
49. Baxter A.N. Petrology of the older series lavas from Mauritius, Indian Ocean. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, vol. 86.
50. Bryan W.B. Mineralogical studies of submarine basalts. — Carnegie Inst. Wash., Year Book 71, 1971—1972.
51. Coats R.R. Geology of northern Kanaga Island, Alaska. — U.S. Geol. Surv. Bull., 1956, vol. 1028-D.
52. Condie K.S. Plate tectonics and crustal evolution. N.Y., 1976.
53. De Long S.E., Hodges F.N., Arculus R.J. Ultramafic and mafic inclusions, Kanada Island Alaska and the occurrence of alkaline rocks in island arcs. — J. Geol., 1975, vol. 83.
54. Dickinson W.R., Rickard M.J., Coulson F.J., Smith J.G., Lawrence R.L. Late Cenozoic shoshonitic lavas in the northwestern Viti Levu, Fiji. — Nature, 1968, vol. 219.
55. Dietz R.S., Holden J.C. Pre-Mesozoic oceanic crust in the eastern Indian Ocean. — Nature, 1971, vol. 229.
56. Doe B.R., Lipman P.W., Hedge C.E. Primitive and contaminated basalts from the Southern Rocky Mountains, USA. — Contribs Miner. and Petrol., 1969, vol. 21.
57. Engel A.E.Y., Eugel C.G., Havens R.G. Chemical characteristics of oceanic basalts and the Upper Mantle. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1965, vol. 76.
58. Forbes R.B., Kuno H. Peridotite inclusions and basaltic host rocks. — In: Ultramafic and related rocks/ Ed. P.J. Wyllie. Wiley, 1967, N 4, p. 328—337.
59. Fraser G.D., Barnett H.F. Geology of Delaroff and Andreanoff Islands, Alaska. — U.S. Geol. Surv. Bull. 1028-i, 1959.
60. Frey F.A., Bryan W.B., Thompson G. Atlantic Ocean floor geochemistry and petrology of basalts from Leg-2 and Leg-3 of DSDP. — J. Geophys. Res., 1974, vol. 79, N 35.
61. Fuster J.M. Las Islas Canarias: Un ejemplo de evolucion espacial y temporal del vulcanismo oceanico. — Estud. geol., 1975, vol. 31.
62. Green D.H. The origin of basaltic and nephelinitic magmas in the earth's mantle. — Tectonophysics, 1969, vol. 7.
63. Gill J.P. Geochemistry of Viti Levu, Fiji and its evolution as an island arc. — Contribs Mineral. and Petrol., 1970, vol. 27.

64. *Harris P.G.* Zone refining and the origin of potassic basalts. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1957, vol. 12.
65. *Iddings J.P.* Geology of the Yellowstone National Park., Pt. 11. Monogr. — U.S. Geol. Surv. Bull., 1899, vol. 32.
66. *Irvine T.N.* Bridget Cove volcanics Juneau area, Alaska: Possible parental magma of Alaskan-type ultramafic complexes. — *Carnegie Inst. Wash. Year Book* 72 1973.
67. *Jackson E.D., Thayer T.P.* Some criteria for distinguishing between stratiform, concentric and alpine peridotite-gabbro complexes. — In: *Intern. Geol. Congr. 24th, Montreal*, 1972, sec. 2.
68. *Jakes P., White A.J.R.* Structure of the Melanesian arcs and correlation with distribution of magma types. — *Tectonophysics*, 1969, vol. 8.
69. *Jakes P., White A.J.R.* Composition of island arcs and continental growth. — *Earth and Planet Sci. Lett.*, 1971, vol. 12.
70. *Jakes P., Smith I.E.* High potassium calc alkaline rocks from Cape Nelson Eastern Papua. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1970, vol. 28.
71. *Jolly W.T.* Potassium-rich igneous rocks from Puerto-Rico. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1971, vol. 82.
72. *Joplin G.A.* The problem of the potash-rich basaltic rocks. — *Mineral. Mag.*, 1965, vol. 34.
73. *Joplin G.A.* The shoshonite association: A review. — *J. Geol. Soc. Austral.*, 1968, vol. 15.
74. *Joplin G.A.* Some chemical data on members of the shoshonite association. — *Mineral. Mag.*, 1972, vol. 38.
75. *Karig D.E., Mammerickx J.* Tectonic framework of the New Hebrides island arc. — *Mar. Geol.*, 1972, vol. 12.
76. *Katsumata M., Sykes L.R.* Seismicity and tectonics of the western Pacific: Idzu-Mariana-Caroline and Nyntkyn-Taiwan regions. — *J. Geophys. Res.*, 1969, vol. 74.
77. *Lefevre C.* Les caracteres magmatiques du volcanisme plioquaternaire des Andes dans le Sud du Perou. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1973, vol. 41.
78. *Lillie A.R., Brothers R.N.* The geology of New Caledonia. — *N.Z. J. Geol. and Geophys.*, 1970, vol. 13.
79. *Mackenzie D.E., Chappell B.W.* Shoshonitic and Calc-Alkaline Lavas from the Highlands of Papua New Guinea. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1972, vol. 35.
80. *Marshall M.C.* Petrology and chemical composition of basaltic rocks recovered on Leg-32 DSDP: Init. Repts of DSDP, Leg 32. Wash., D.C., 1973.
81. *McDougall I., Compston W.* Sr isotope composition and K/Rb ratios in some rocks from Reunion and Rodriguez, Indian Ocean. — *Nature*, 1965, vol. 207.
82. *McDowell J.* Optical and chemical studies of pyroxenes in a differentiated Tasmanian dolerite. — *Amer. Miner.*, 1961, vol. 46.
83. *Mitani K., Fujiwara T., Hasegawa K.* Explanatory text of the geological map of Japan, 1 : 50 000 scale. Nemuronanbu (Kushiro-27). Hokkaido, 1958.
84. *Mitchell A.H., Reading H.G.* Evolution of island arcs. — *J. Geol.*, 1971, vol. 79.
85. *Mitchell A.H., Bell J.D.* Island arc evolution and related mineral deposits. — *J. Geol.*, 1973, vol. 81.
86. *Morozewicz J.* Komandory. Studium geographiczno-przvrodniczl. W-wa: 1925.
87. *Myers C.W., Bence A.E., Papike J.J., Auso R.A.* Petrology of an alkali-olivine basalt sill from Site 169 of DSDP Leg 17. The Central Pacific Basin. — *J. Geophys. Res.*, 1975, vol. 80.
88. *Nicholls J., Carmichael J.S.E.* A commentary on the absarokite-shoshonite-banakitite series of Wyoming, USA. — *Schweiz. Min. and Petr. Mitt.*, 1969, Bd. 49, S. 47.
89. *Pichler H., Zeil W.* The Cenozoic rhyolite-andesite association of the Chilean Andes. — *Bull. volcanol.*, 1972, vol. 35.
90. *Polderwaard A., Hess H.H.* Pyroxenes on the crystallization of basaltic magma. — *J. Geol.*, 1951, vol. 59.
91. *Prior G.T.* Report on the rock specimens collected during the Discovery Antarctic Expedition, 1901-1904. Chap. 11 in *Nat. Antarct. Exped., 1901-1904, Natur. Hist.*, vol. 1, Geol.
92. *Scholl D.W., Creager J.S.* Geologic synthesis of Leg 19 DSDP results Far North. Pacific, Aleutian Ridge and Bering Sea. Init. Repts of DSDP, Leg-19. Wash.: D.C., 1973.
93. *Scholl D.W., Buffington E.C., Marlow M.S.* Plate tectonics and the structural evolution of the Aleutian-Bering Sea Region. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, spec. paper, 1975 vol. 151.
94. *Smith I.E.* High potassium intrusives from Southeastern Papua. — *Contribs Miner. and Petrol.*, 1971, vol. 34.
95. *St Gohn V.P.* The gravity field in New Guinea: Ph.D. thesis. Univ. Tasmania, 1967.

96. Ueda Y., Aoki K. K-Ar dating of the alkalins rocks from Nemuro, Hokkaido. — J. Jap. Assoc. Miner., Petrol and Econ. Geol., 1968, vol. 59, N 6.
97. Wilkinson J.F.C. Clinopyroxenes from the Square Top intrusion, New South Wales. — Ibid., 1966, vol. 36.
98. Yagi K. Alcalic rocks of the Nemuro peninsula with special reference to their pillow basalts. — Intern. Geol. Rev., 1960, vol. 2.
99. Yeats R.S., Forbes W.C., Scheidegger K.F., Heath G.R., Andel H. van. Core from Cre-taceous basalt Central Equatorial Pacific. Leg-16 DSDP. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 84, p. 871—882.
100. Zielinski R.A. Treace element evaluation fo a suite of rocks from Reunion Island, Indian Ocean. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1975, vol. 39.

УДК 550.4:551.2

Э.И. ПОПОЛИТОВ, О.Н. ВОЛЫНЕЦ

ГЕОХИМИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД КАМЧАТКИ И КУРИЛ (ТИПЫ СЕРИЙ, РАСПРОСТРАНЕНИЕ, ГЕНЕЗИС)

Курило-Камчатская островная дуга — одно из звеньев вулканических поясов западного обрамления Тихого океана. На Курильских островах выделяются две вулканические зоны (рис. 1): Главная (фронтальная), приуроченная к осевой части поднятия Курильской гряды, и Западная (тыловая), представленная надводными и подводными вулканами на западном склоне поднятия [7]. На Камчатке обычно выделяются три зоны, следующие от океанического побережья в глубь полуострова (рис. 2): Восточно-Камчатская, Центральной Камчатской депрессии и Срединного Камчатского хребта [21]. Некоторые исследователи объединяют Восточно-Камчатскую зону и зону Центральной депрессии в единый вулканический пояс [2, 13], другие — напротив, разделяют Восточно-Камчатскую зону на собственно Восточную и Южную зоны [34].

Среди вулканических пород Камчатки преобладают базальты с содержанием SiO_2 50—54%, а на Курилах — андезито-базальты — SiO_2 53—57% [34]. Отмечается два типа соотношений центров кислого вулканизма¹ с базальт-андезито-базальтовыми вулканами [34]: с одной стороны, кислый вулканизм закономерно продолжает и завершает цикл развития базальт-андезито-базальтовых вулканов, а с другой — он резко накладывается на вулканические постройки предыдущих этапов на дислоцированные породы дочетвертичного фундамента.

¹ Под термином "кислые вулканыты" мы понимаем породы ряда андезит-липарит.

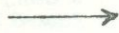
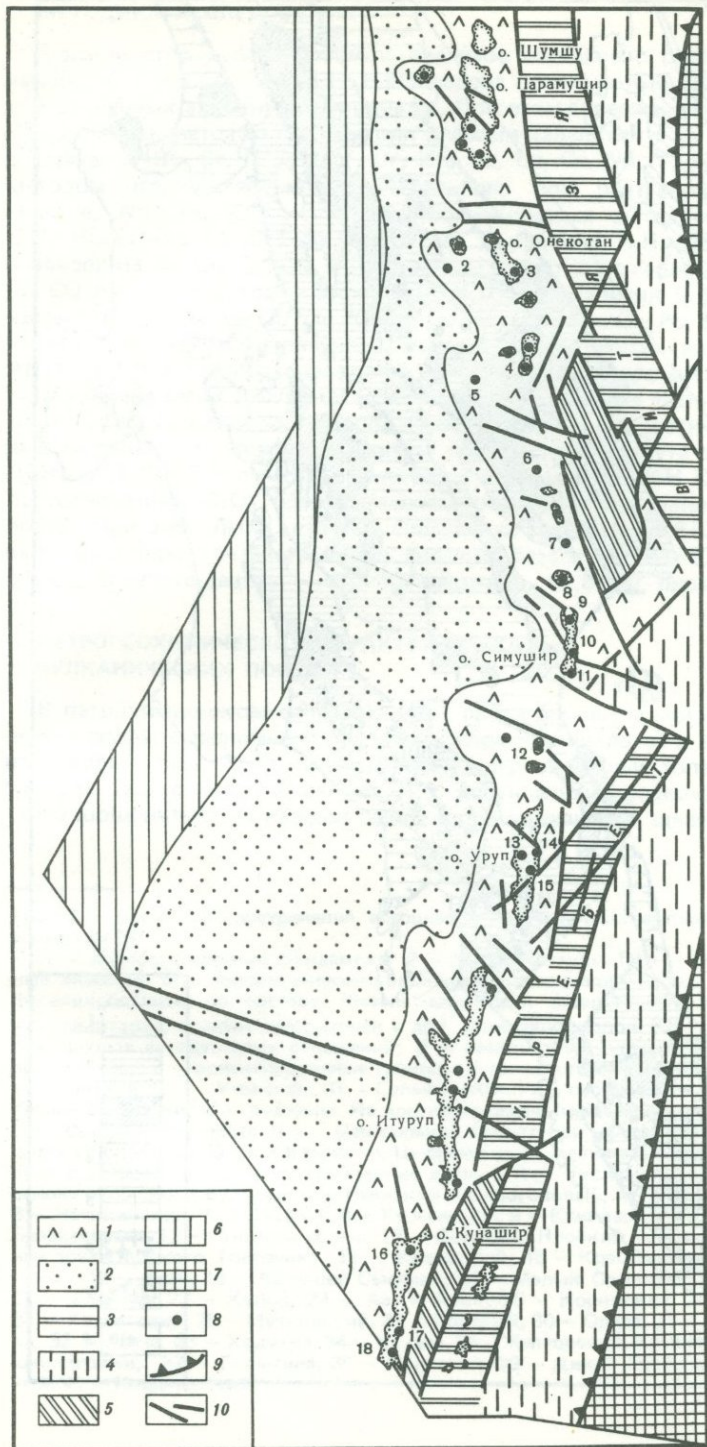
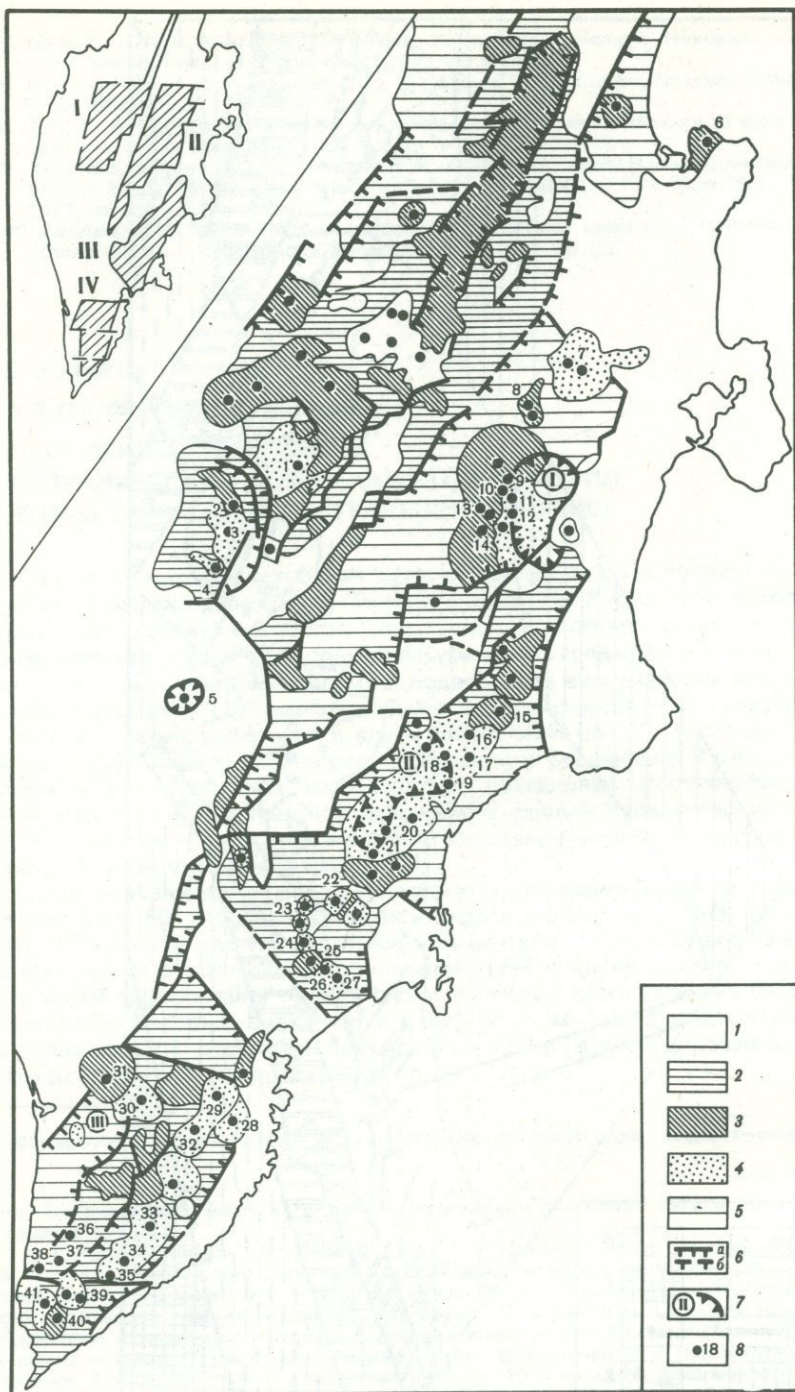


Рис. 1. Схема современной тектоники Курильской островной дуги и положение вулканов [35]

1 — "геоантиклиналь" внутренней дуги; 2 — тыловой прогиб; 3 — внешняя дуга; 4 — континентальный склон; 5 — грабен-синклиналильные структуры; 6 — синеклиза Охотского моря; 7 — океанический желоб; 8 — действующие вулканы; 9 — зона глубинного разлома вдоль края желоба; 10 — разломы. Цифрами на схеме обозначены вулканы, по которым у авторов имеются геохимические данные: 1 — Алайд, 2 — Немо, 3 — кальдера Тао-Русыр, 4 — Шиашкотан, 5 — Чиринокотан, 6 — Райкоке, 7 — Ушишир, 8 — Кетой, 9 — Уратман, 10 — кальдера Заварицкого, 11 — Мильна, 12 — Чирпой, Черного, Сноу, 13 — Берга, 14 — Трезубец, 15 — Колокол, 16 — Тятя, 17 — Менделеева, 18 — кальдера Головина





МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Большинство использованных анализов выполнено в Институте геохимии СО АН СССР им. А.П. Виноградова по специально разработанным для отдельных элементов методикам. При этом содержания Na, K, Rb, Li определялись методом фотометрии пламени (аналитик Г.И. Селиванова), содержания Ba, Sr, Ni, Co, V, Cr, Zn, Cu, La, Ce, Nd, Y, Yb, F, B, Be — методом количественного спектрального или рентгеноспектрального анализа, Nb, Ta, Zr, Hf — спектрохимическим методом (аналитики С.Н. Ярошенко, А.Д. Глазунова, Е.А. Смирнова, Л.Л. Петров). Часть анализов на Ni, Co, Cr, Cu, Zn выполнена в Институте геологии и геофизики СО АН СССР методом атомной абсорбции (аналитик Л.Н. Смертина), часть анализов на Ni, Co, Cr, Y, Zn, Cu и анализы на Ga, Pb, Sn — методом количественного спектрального анализа в Институте геологии ДВНЦ АН СССР. Р и Ti определялись по данным силикатного анализа в Институте вулканологии ДВНЦ АН СССР, там же выполнена часть определений Na и K. Для большей части пород имеются полные или частичные силикатные анализы, выполненные главным образом в Институте вулканологии ДВНЦ АН СССР и отчасти в Институте геохимии СО АН СССР. Данные по содержанию SiO_2 использовались при разработке анализов по типам пород. При этом были приняты следующие границы по SiO_2 для отдельных типов пород: базальты < 53%, андезито-базальты — 53–57, андезиты — 57–61, андезито-дациты — 61–63, дациты — 63,5–70, липариты > 70%.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

В петрохимическом отношении [4] среди базальтов могут быть выделены породы с различным уровнем содержания щелочей и в первую очередь калия (рис. 3): низкокалиевые (островодужные толеиты), с умеренным (известково-щелочные) и с повышенным содержанием калия (типа шошонитов). В каждой серии пород одинаковой щелочности выде-

Рис. 2. Схема распространения ассоциаций четвертичных вулканических пород Камчатки [9]

1 — дислоцированный фундамент; 2 — платоэффузивы ($\text{N}_2^3 - \text{Q}_1$) и их возрастные аналоги; 3 — базальт-андезито-базальтовая ассоциация пород (Q); 4 — дифференцированные по составу (базальт-дацитовая, базальт-липаритовая, андезитовая, дацитовая, андезит-липаритовая и др.) ассоциации пород (Q); 5 — поля развития рыхлых четвертичных отложений; 6 — разломы: а — установленные, б — предполагаемые; 7 — ориентировочные границы вулканотектонических депрессий: I — Хапиченская, II — Узонская, III — Гольгинская, IV — система передовых депрессий Южной Камчатки; 8 — вулканы. На врезке показано положение вулканических зон: I — Срединного хребта, II — Центральной Камчатской депрессии, III — Восточной Камчатки, IV — Южной Камчатки. Цифрами на схеме показаны вулканы, по которым у авторов имеются геохимические данные: 1 — Уксичан, 2 — арельные лавы района Ичинского вулкана, 3 — Ичинский и Белоголовый, 4 — Черпук, 5 — Хангар, 6 — Начикинский, 7 — Шивелуч, 8 — Харчинский, 9 — Ключевской, 10 — Камень, 11 — Безыманный, 12 — Зимины сопки, 13 — Острый и Плоский Толбачик, 14 — арельная зона Плоского Толбачика, 15 — Кроноцкий, 16 — Крашенинникова, 17 — Кихпинич, 18 — Узон, 19 — Большой Семячик, 20 — Малый Семячик, 21 — Карымский, 22 — Дзензур, 23 — Купол, 24 — Ааг и Арик, 25 — Корякский, 26 — Авачинский, 27 — Козельский, 28 — Мутновский, 29 — Горелый, 30 — Опала, 31 — Большая Ипелька, 32 — Асача, 33 — Ходутка, 34 — Ксудач, 35 — Желтовский, Ильинский, 36 — Большие Иголки, 37 — Гольгина, 38 — Явинский, 39 — Дикий Гребень, 40 — Камбальный. 41 — Кошелевский

Таблица 1

Среднее содержание редких элементов в четвертичных базальтах и андезито-базальтах Камчатки

Элементы	Базальты			
	1	2	3	4
Na	1,97 (133)	2,39 (305)	2,70 (251)	2,03 (150)
K	0,37 (129)	0,92 (308)	1,68 (256)	0,87 (151)
Rb	4,5 (85)	14,8 (166)	41,2 (174)	12,7 (107)
Li	5,6 (85)	12,1 (156)	14,4 (158)	10,1 (105)
F	327 (48)	377 (107)	380 (217)	306 (102)
B	55 (26)	24 (72)	58 (242)	34 (103)
Be	0,48 (47)	0,58 (110)	1,41 (244)	0,72 (110)
Ba	222 (39)	612 (90)	642 (48)	456 (46)
Sr	407 (45)	400 (109)	512 (54)	348 (49)
Ni	28,6 (25)	57,7 (88)	50,0 (86)	123 (81)
Co	31,3 (25)	41,0 (88)	30,6 (86)	41,5 (82)
Cr	—	108 (76)	106 (79)	285 (70)
V	312 (25)	346 (88)	213 (81)	276 (70)
Ga	—	—	14,8 (71)	11,7 (38)
Pb	—	7,4 (9)	5,3 (71)	2,8 (38)
Zn	89 (16)	106 (75)	66 (86)	85 (69)
Cu	87 (16)	118 (64)	170 (74)	160 (69)
Sn	—	3,2 (19)	3,1 (71)	3,0 (38)
P	0,08 (59)	0,14 (131)	0,21 (140)	0,13 (69)
Ti	0,51 (48)	0,62 (191)	0,89 (146)	0,64 (72)
Zr	18 (4)	156 (3)	228 (37)	88 (17)
Hf	0,5 (3)	3,6 (4)	5,2 (35)	1,8 (16)
Nb	0,6 (9)	2,1 (8)	7,0 (36)	2,2 (21)
Ta	0,5 (5)	< 1,0 (8)	1,0 (17)	0,6 (17)
La	< 10 (18)	12,7 (13)	25,1 (18)	9,6 (12)
Ce	< 30 (18)	27,9 (13)	41,2 (17)	23 (9)
Nd	11 (18)	17,8 (13)	27,0 (18)	15,8 (12)
Y	17,4 (18)	22,7 (13)	32,6 (18)	18,8 (12)
Yb	2,8 (18)	3,5 (16)	3,5 (13)	2,8 (10)
K/Rb	822	622	408	685
Ba/Sr	0,55	1,5	1,25	1,3
Ni/Co	0,9	1,4	1,63	3,0
Nb/Ta	1,2	> 2,1	7,0	3,7
Zr/Hf	36,0	43,0	43,8	48,8
La/Yb	< 3,0	3,5	7,2	3,4

П р и м е ч а н и е. Содержания Na, K, P, Ti — вес.%, остальных элементов — г/т. 1 и 6 — низкокальциевые разности; 2, 4, 7 и 9 — разности с умеренным содержанием щелочей (известково-щелочные); 3, 5 и 8 — разности с повышенным содержанием щелочей (субщелочные и щелочные); 1—3 и 6—8 — глиноземистые разности; 4, 5 и 9 — магнизиальные разности.

Элементы	Базальты	Андезито-базальты			
	5	6	7	8	9
Na	2,38 (5)	2,56 (18)	2,66 (74)	2,76 (26)	2,59 (5)
K	1,79 (6)	0,63 (16)	1,15 (76)	2,10 (27)	0,93 (5)
Rb	34,6 (4)	9,2 (16)	18,1 (69)	41,0 (27)	10,6 (5)
Li	10,4 (4)	10,4 (15)	10,5 (69)	12,0 (24)	9,4 (5)
F	800 (3)	356 (12)	359 (46)	330 (6)	333 (3)
B	—	45 (9)	43 (7)	95 (2)	—
Be	0,95 (3)	0,49 (12)	0,59 (49)	0,45 (3)	0,40 (3)
Ba	1000 (3)	319 (15)	445 (33)	1078 (17)	403 (3)
Sr	621 (4)	370 (15)	431 (40)	592 (17)	427 (3)
Ni	300 (5)	41,8 (9)	25,7 (39)	27,2 (13)	75,9 (8)
Co	36 (5)	27,7 (9)	26,9 (39)	22,9 (13)	30,9 (8)
Cr	577 (2)	—	63 (17)	25 (11)	175 (5)
V	250 (3)	215 (9)	220 (31)	240 (12)	278 (6)
Ga	—	—	—	—	—
Pb	—	—	4,7 (6)	—	—
Zn	92 (2)	84 (4)	80 (23)	109 (6)	107 (2)
Cu	128 (2)	74 (16)	66 (16)	—	52 (2)
Sn	—	—	—	—	—
P	0,14 (3)	—	—	—	—
Ti	0,46 (3)	—	—	—	—
Zr	13 (1)	—	244 (2)	220 (5)	97 (3)
Hf	0,7 (1)	—	4,7 (2)	6,6 (4)	2,4 (3)
Nb	0,4 (1)	—	2,2 (2)	16,4 (5)	1,0 (3)
Ta	0,2 (1)	—	< 0,9 (2)	—	< 0,5 (3)
La	32 (1)	9,0 (7)	16,7 (3)	27 (2)	—
Ce	—	< 30 (7)	34,6 (3)	42,5 (2)	—
Nd	40 (1)	15,4 (7)	24,7 (3)	45 (2)	—
Y	16 (1)	20,4 (7)	22,7 (3)	34,5 (2)	—
Yb	2,6 (1)	3,4 (1)	3,7 (3)	3,4 (2)	—
K/Rb	517	685	635	512	877
Ba/Sr	1,6	0,9	1,0	1,8	0,9
Ni/Co	8,3	1,5	0,9	1,2	2,5
Nb/Ta	2,0	—	> 2,4	—	> 2,0
Zr/Hf	18,5	—	51,9	33,3	40,4
La/Yb	12,3	2,6	4,5	7,9	—

При составлении таблицы, кроме материалов авторов, в том числе полученных совместно с коллегами по Институту вулканологии ДВНЦ АН СССР и Институту геохимии СО АН СССР и ранее опубликованных [5, 22], использованы также данные из работ Л.Л. Леоновой с соавторами [16, 17].

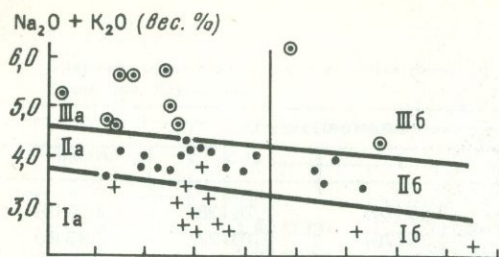


Рис. 3. Соотношение щелочности-магнезиальности четвертичных базальтов Камчатки

1 — низкокальциевые базальты (поле I), 2 — базальты с умеренным содержанием щелочей (по II), 3 — субщелочные и щелочные базальты (поле III); Ia, IIa, IIIa — глиноземистые разности; Iб, IIб, IIIб — магнезиальные разности.

Индекс затвердевания $SI = \frac{MgO}{MgO \cdot 100\%}$

$$= \frac{MgO + (FeO + Fe_2O_3) + (Na_2O + K_2O)}{MgO \cdot 100\%}$$

Каждая точка соответствует среднему составу базальтов конкретного вулкана

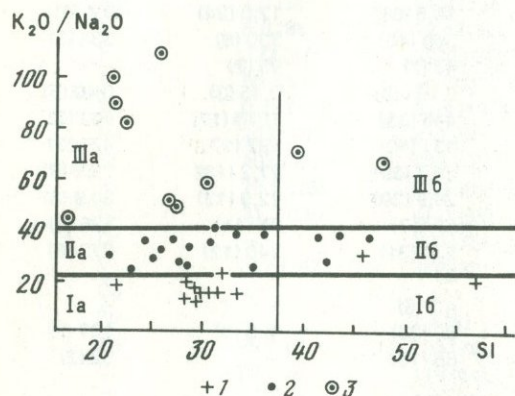


Таблица 2

Среднее содержание редких элементов в четвертичных базальтах и андезито-базальтах Курильских островов

Элемент	Базальты			Андезито-базальты	
	1	2	3	4	5
Na	1,82 (11)	2,29 (8)	2,22 (11)	2,28 (8)	2,34 (12)
K	0,25 (11)	0,62 (8)	1,42 (11)	0,38 (8)	0,76 (12)
Rb	2,6 (11)	10,8 (8)	31,0 (11)	4,4 (8)	13,0 (12)
Li	4,9 (11)	8,6 (8)	7,4 (11)	7,0 (8)	8,6 (13)
F	360 (11)	380 (8)	545 (84)	266 (8)	348 (17)
Be	0,4 (11)	0,48 (8)	0,85 (72)	0,42 (8)	0,44 (17)
Ba	155 (5)	480 (4)	512 (5)	—	—
Sr	340 (5)	345 (4)	634 (5)	—	—
Ni	28 (5)	35 (4)	16 (11)	—	—
Co	30 (5)	32 (4)	30,7 (11)	—	—
V	330 (5)	342 (4)	363 (11)	—	—
Nb	0,8 (3)	1,5 (4)	4,3 (4)	—	—
Ta	0,5 (3)	0,5 (4)	0,5 (4)	—	—
La	<10 (5)	10,5 (4)	18 (5)	—	—
Ce	<30 (5)	<30 (4)	~30 (5)	—	—
Nd	7,9 (5)	15,4 (4)	20,8 (5)	—	—
Y	17,4 (5)	21,3 (4)	18 (5)	—	—
Yb	2,9 (5)	3,0 (4)	3,4 (5)	—	—

Таблица 2 (окончание)

Элемент	Базальты			Андезито-базальты	
	1	2	3	4	5
K/Rb	960	574	458	864	585
Ba/Sr	0,45	1,4	0,81	—	—
Ni/Co	0,9	1,1	0,52	—	—
La/Yb	<3,0	3,5	5,8	—	—

Примечание. Содержания Na и K — вес.%, остальных элементов — г/т. 1 и 4 — низкокальциевые разности; 2 и 5 — разности с умеренным содержанием щелочей (известково-щелочные); 3 — разности с повышенным содержанием щелочей (суб-щелочные).

Таблица 3

Среднее содержание редких элементов в кислых четвертичных вулканических породах Камчатки

Элемент	Андезиты			
	1	2	3	4
Na	2,86 (30)	2,88 (118)	3,01 (28)	3,11 (33)
K	0,73 (30)	1,31 (124)	1,22 (29)	2,78 (34)
Rb	10,8 (30)	21,2 (53)	17,8 (4)	50,8 (22)
Li	9,9 (30)	12,9 (59)	14,2 (4)	15,8 (22)
F	345 (24)	307 (51)	338 (10)	433 (3)
B	54 (15)	48 (1)	—	21 (1)
Be	0,5 (25)	0,56 (21)	0,55 (10)	1,1 (3)
Ba	386 (16)	761 (12)	587 (9)	1248 (16)
Sr	354 (16)	444 (21)	594 (9)	623 (18)
Ni	20,5 (10)	23,1 (17)	52,0 (11)	15,6 (8)
Co	16,7 (10)	18,7 (17)	19,3 (11)	15,8 (8)
V	154 (10)	155 (8)	182 (9)	174 (5)
Cu	42 (6)	66 (11)	86 (2)	41 (6)
Zn	73 (6)	90 (11)	92 (2)	111 (4)
Nb	—	1,9 (2)	1,2 (3)	12,8 (6)
Ta	—	<1,0 (2)	~0,3 (3)	1,5 (2)
Zr	105 (3)	125 (2)	51 (3)	271 (6)
Hf	3,3	3,8 (2)	1,6 (3)	6,3 (6)
La	7,0 (9)	17,4 (5)	—	35,2 (5)
Ce	<30 (9)	30,2 (4)	—	58,2 (5)
Nd	15 (9)	19,7 (4)	—	43,3 (3)
Y	18,2 (9)	19,4 (5)	—	33,6 (5)
Yb	3,0 (9)	2,5 (5)	—	3,7 (5)
K/Rb	676	618	685	547
Ba/Sr	1,1	1,7	1,0	2,0
Ni/Co	1,2	1,2	2,7	1,0
Nb/Ta	—	> 2,0	~4,0	8,5
Zr/Hf	31,8	32,9	31,9	43,0
La/Yb	2,3	7,0	—	9,5

Таблица 3 (окончание)

Элемент	Андезито-дациты		Трахиты	Дациты	
	5	6	7	8	9
Na	3,16 (18)	3,07 (48)	3,82 (46)	3,37 (25)	3,26 (41)
K	0,97 (18)	1,53 (48)	3,92 (46)	1,20 (25)	1,85 (46)
Rb	15,2 (18)	30 (45)	66,0 (26)	21,5 (27)	34,4 (45)
Li	10,4 (18)	13,9 (44)	16,3 (26)	12,3 (26)	14,7 (45)
F	430 (14)	372 (41)	664 (13)	339 (16)	366 (69)
B	56 (10)	—	29 (14)	62 (8)	32 (5)
Be	0,6 (14)	0,73 (40)	2,7 (14)	0,6 (16)	0,75 (69)
Ba	382 (11)	852 (19)	1386 (14)	437 (12)	779 (28)
Sr	342 (11)	365 (19)	408 (14)	306 (12)	314 (38)
Ni	15,2 (5)	21,7 (8)	4,8 (10)	7,2 (11)	9,5 (20)
Co	12,8 (5)	15,8 (7)	2,4 (10)	8,1 (11)	8,1 (20)
V	134 (5)	116 (7)	22,7 (8)	100 (11)	78 (20)
Cu	30 (7)	—	21,4 (8)	25 (8)	—
Zn	66 (7)	—	89 (8)	71 (8)	—
Nb	—	2,4 (3)	29,3 (13)	—	4,0 (1)
Ta	—	~0,4 (2)	1,4 (11)	—	0,3 (1)
Zr	—	108 (3)	545 (13)	—	112 (1)
Hf	—	2,7 (3)	8,7 (13)	—	4,1 (1)
La	10,2 (4)	16,3 (6)	47,9 (12)	11 (4)	19,8 (9)
Ce	<30 (4)	38 (6)	75,4 (12)	27 (4)	46,0 (9)
Nd	20,2 (4)	26,2 (6)	50,2 (10)	18 (4)	28,5 (9)
Y	22,5 (4)	22,5 (6)	32,8 (12)	30 (4)	23,3 (9)
Yb	3,7 (4)	3,9 (6)	3,4 (12)	4,4 (4)	4,6 (9)
K/Rb	638	510	594	558	538
Ba/Sr	1,1	2,3	3,4	1,4	2,5
Ni/Co	1,2	1,4	2,0	0,9	1,2
Nb/Ta	—	~6,0	20,9	—	13,3
Zr/Hf	—	40,0	62,6	—	27,3
La/Yb	2,8	4,2	14,1	2,5	4,3

Примечание. Содержания Na, K — в вес.%, остальных элементов — в г/т. 1, 5, 8, 12 — низкокальциевые разности; 2, 3, 6, 9, 13 — разности с умеренным содержанием щелочей (известково-щелочные); 4, 10, 14 — разности с повышенным содержанием щелочей (субщелочные); 7, 11, 15 — щелочные разности; 1, 2, 4—15 — глиноземистые разности, 3 — магнезиальные разности.

ляются высокоглиноземистые (преобладающие) и магнезиальные разности. Различающиеся по щелочности базальты отличаются также уровнем содержания Ti, P, Zr, Hf, Nb и литофильных редких элементов (Rb, Li, Ba, Sr, F, La, Ce и др.), тогда как концентрации элементов группы железа (Ni, Co, Cr, V) зависят от уровня магнезиальности пород (табл. 1, 2) [18, 28].

Кислые породы с одинаковым уровнем кремнекислотности (как и базальты) по величине содержания щелочей и литофильных редких элементов разделяются на серии с низкими, умеренными и повышенными содержаниями K, Rb, Ba, La, Ce, Nb, Zr и других редких элементов

Дациты	Кварцевые трахиты	Липариты			Комендиты
		10	11	12	
3,16 (19)	3,53 (26)	3,17 (44)	3,16 (51)	3,05 (10)	3,73 (19)
2,74 (19)	4,19 (26)	1,75 (50)	2,72 (65)	3,47 (10)	3,93 (19)
54,0 (19)	77,0 (18)	31,1 (48)	64,7 (45)	83,9 (10)	112 (18)
23,7 (17)	18,4 (16)	18,4 (37)	24,1 (43)	19,8 (10)	31,6 (16)
508 (2)	440 (9)	390 (28)	315 (65)	—	615 (2)
42 (4)	43 (9)	59 (21)	—	87 (1)	188 (11)
1,3 (3)	3,9 (2)	0,6 (31)	0,8 (65)	1,2 (1)	5,0 (10)
620 (2)	1380 (12)	556 (19)	1310 (24)	880 (2)	185 (7)
385 (2)	282 (12)	297 (26)	201 (32)	150 (3)	<50 (7)
—	16,5 (2)	8,8 (17)	2,9 (13)	3,3 (2)	4,3 (7)
—	1,7 (2)	4,1 (17)	3,1 (13)	3,3 (2)	1,1 (7)
—	13,6 (2)	28 (17)	10,6 (13)	9,2 (2)	6,5 (7)
—	—	18 (3)	—	—	12,3 (3)
—	—	45 (3)	—	—	93 (3)
11,4 (3)	10,5 (7)	2,4 (1)	—	13 (1)	56,4 (5)
~0,4 (3)	0,6 (5)	0,3 (1)	—	~0,3 (1)	3,1 (5)
330 (3)	388 (7)	—	—	224 (1)	434 (5)
5,2 (3)	7,8 (7)	—	—	4,2 (1)	8,4 (5)
—	57 (2)	21 (1)	20,7 (3)	21,5 (2)	79 (8)
—	93 (2)	44 (1)	49 (3)	32,5 (2)	104 (8)
—	52 (2)	26 (1)	23 (3)	10 (2)	56,3 (8)
—	46 (2)	35 (1)	18 (3)	8,5 (2)	45,9 (8)
—	3,7 (2)	7,5 (1)	3,4 (3)	1,3 (2)	5,4 (8)
507	544	563	420	392	351
1,6	4,9	1,9	6,5	5,9	>3,7
—	9,7	2,1	0,9	1,0	3,9
28,5	17,5	8,0	—	43,3	18,2
63,5	49,7	—	—	53,3	51,7
—	15,4	2,8	6,1	16,5	14,6

При составлении таблицы, кроме собственных материалов авторов, использованы также опубликованные данные Б.В. Иванова [10], Л.Л. Леоновой [16, 19] и В.Д. Пампуры [22].

(табл. 3, 4, см. также [15]). Среди андезитов, так же как и среди базальтов и андезито-базальтов, наряду с преобладающими высокоглиноземистыми типами выделяются разности, обогащенные Mg, Ni и Cr (табл. 3). В более кислых типах пород магнезиальные разности не установлены. В сериях пород пониженной и умеренной щелочности в ряду базальт-андезит-дацит-липарит содержание K и связанных с ним редких элементов (Rb, Ba, La, Ce и др.) постепенно возрастает, тогда как концентрация Na растет только до дацитов. В щелочной серии максимальное насыщение пород и Na и K достигается уже в трахитах-кварцевых трахитах, где отмечаются также наиболее высокие в серии содержания Ba и Zr.

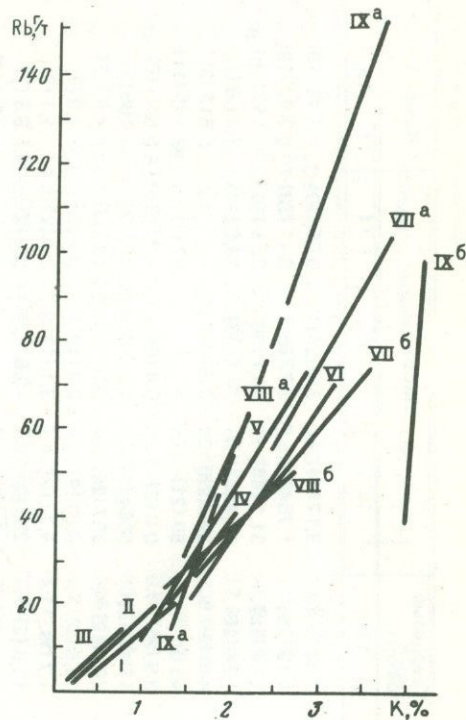
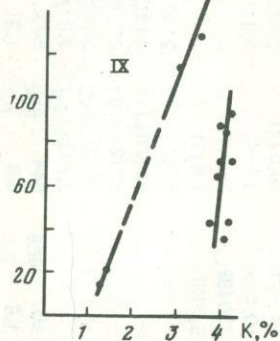
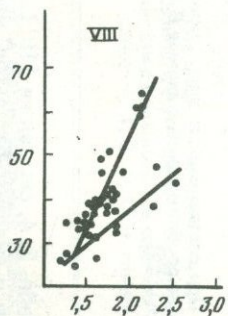
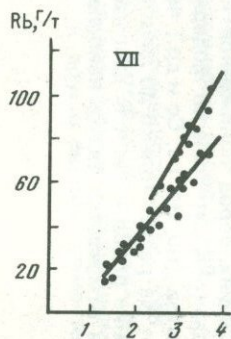
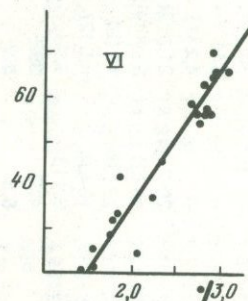
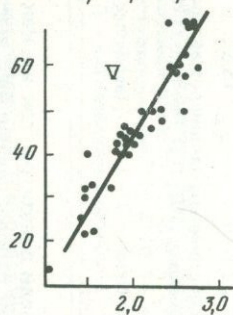
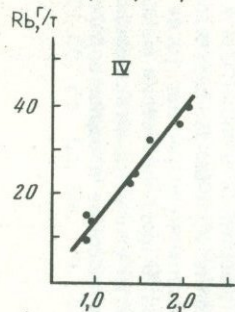
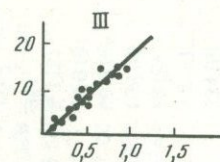
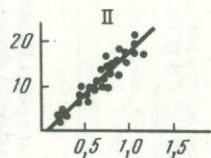
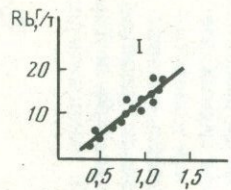


Таблица 4

Среднее содержание некоторых элементов в кислых четвертичных вулканических породах Курильских островов

Элемент	Андезиты			Андези- дациты понижен- ной ще- лочности	Дациты пониженной щелочности	Липариты пониженной щелочности
	пониженной щелочности	умеренной щелочности	повышенной щелочности			
Na	2,35 (7)	2,51 (15)	2,53 (3)	2,73 (19)	3,10 (13)	3,31 (3)
K	0,37 (7)	0,95 (15)	1,51 (6)	0,54 (19)	0,79 (13)	0,84 (3)
Rb	4,4 (7)	18,6 (15)	35,8 (6)	8,5 (19)	11,9 (13)	12,3 (3)
Li	11,8 (7)	8,9 (15)	9,2 (6)	10,6 (19)	10,9 (13)	4,7 (3)
K/Rb	840	510	346	635	664	683
F	297 (9)	415 (29)	422 (6)	315 (20)	375 (10)	380 (2)
Be	0,45 (9)	0,47 (29)	0,9 (5)	0,37 (20)	0,45 (10)	0,60 (2)
Sr	329 (2)	351 (9)	690 (4)	160 (2)	—	—
La	—	—	—	6,5 (2)	—	—
Ce	—	—	—	30 (2)	—	—
Nd	—	—	—	17,5 (2)	—	—
Yb	—	—	—	3,5 (2)	—	—
Y	—	—	—	21 (2)	—	—
La/Yb	—	—	—	1,9	—	—

Примечание. Содержания Na, K — в вес.%, остальных элементов — в г/т.

В щелочных липаритах, хотя и не происходит дальнейшего обогащения пород Na и K, наблюдаются максимальные концентрации Rb, Li, B, Nb, р.з.э. Содержание Sr в породах щелочной серии (если оперировать данными для конкретных вулканических построек) постепенно убывает от базальтов до липаритов, тогда как в сериях пород умеренной и пониженной щелочности концентрация Sr слабо изменяется в ряду базальт—андезит и лишь в дацитах и особенно липаритах заметно уменьшается. Содержания элементов группы железа (Cr, Ni, Co, V), а также Cu для всех серий пород по щелочности постепенно убывают от базальтов до липаритов. В том же направлении в общем увеличиваются величины K/Na, Ba/Sr, Rb/Sr, La/Yb отношений и убывают K/Rb и Ca/Sr.

Для пород конкретных вулканических построек обычно наблюдается отчетливая унаследованность геохимических особенностей кислых членов от более основных. Это можно продемонстрировать на примере соотношения K и Rb в породах разных серий (рис. 4) и распределения редкоземельных элементов в лавах резко различающихся по щелочности вулканов (табл. 5).

Рис. 4. Соотношение Rb и K в четвертичных вулканических породах Курило-Камчатской дуги

I — IX — вулканы: I — Ильинский, II — Ксудач, III — Головнина-Менделеева, IV — Овальная Зиминая, V — Хангар, VI — Купол, VII — Ича, VIII — ареальные лавы Ключевского дола, IX — Черпук. Типы ассоциаций: I—IV — базальт-дацитовая, V и VII — дацитовая, VI — андезит-риолитовая, VIII — базальт-андезито-базальтовая, IX — базальт-риолитовая. I—III — низкокальциевая серия пород, IV—VII — серия пород умеренной щелочности, VIII—IX — серия пород повышенной щелочности. Справа в одном масштабе совмещены линии регрессии всех частных графиков

Т а б л и ц а 5

Содержание редкоземельных элементов в породах Ильинского и Белоголовского вулканов, г/т

Тип пород	Число анализов, n	La	Ce	Nd	Y	Yb	La/Yb	$\frac{K}{K + Na} \cdot 100$
Ильинский вулкан								
базальт	4	10	30	10	16,0	3,2	3	16,7
андезито-базальт	3	10,3	30	15,3	16,3	3,2	3,2	22,3
андезит	3	9,8	30	17,0	19,0	3,5	2,8	26,9
андезито-дацит	3	9,7	30	20,3	22,3	3,8	2,5	25,1
дацит	1	9,0	30	18,0	20,0	3,4	2,6	25,2
Белоголовский вулкан								
щелочной базальт	5	25,0	48,0	34,2	25,0	2,4	10,4	32,1
трахиандезито-базальт	2	25,0	41,0	41,5	22,5	2,4	10,4	34,3
трахиандезит	4	35,2	57,0	45,0	31,5	3,3	10,7	40,5
трахит	12	47,9	75,1	50,2	32,6	3,4	14,1	46,9
кварцевый трахит	2	57,0	93,0	52,5	46,0	3,7	15,4	49,8
комендит	8	79,0	104,0	56,3	45,9	5,4	14,6	50,0

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СЕРИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД И ПРОБЛЕМА ЛАТЕРАЛЬНОЙ ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Еще в 60-х годах Г.С. Горшков [7] для Курил и С.И. Набоко [21] для Камчатки показали наличие поперечной петрохимической зональности в распределении четвертичных вулканических пород. Позднее для Курильских островов это было подтверждено Б.Н. Пискуновым [26] на основе предложенного им классификационного индекса. Е.К. Мархинин и Д.С. Стратула [20] продемонстрировали, что в поперечных по отношению к простираению дуги ряда Курильских вулканов с востока на запад в породах возрастает содержание K_2O . По нашим данным (см. табл. 2,4), вулканические породы Западной зоны, наиболее удаленные от глубоководного желоба, имеют более высокие концентрации K, Rb, Be и других литофильных редких элементов по сравнению с породами вулканов Главной зоны.

В пределах Камчатки лавы умеренной щелочности встречаются во всех вулканических зонах. Вулканы пониженной щелочности приурочены к фронтальным, наиболее приближенным к желобу частям Южной и Восточной вулканических зон [3]. Низкокальциевые лавы установлены также по восточному обрамлению Центральной Камчатской депрессии — вулканы Успенский и Шиш [8]. В вулканической зоне Срединного хребта лавы низкощелочной серии не встречены. Вулканы повышенной щелочности отмечены в тыловых частях вулканической зоны Южной Камчатки — вулканы Явинский, Кошегочек, Опала, Ипелька [22] и в тыловых частях

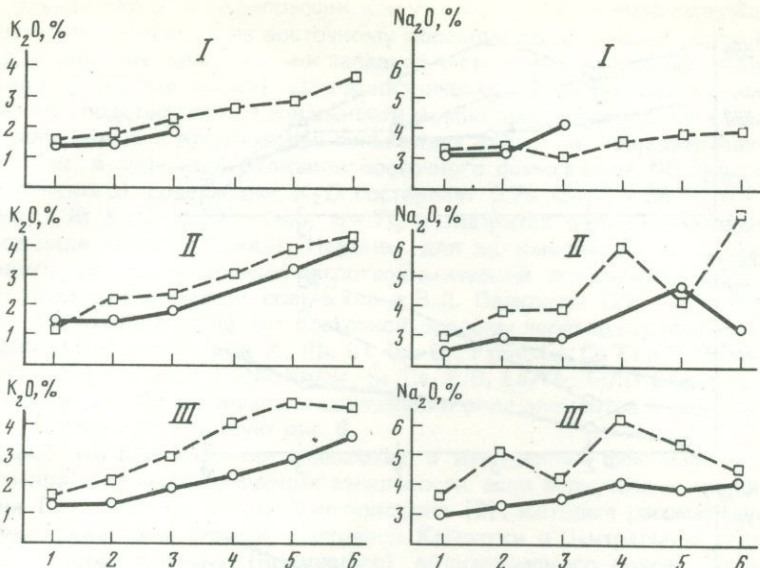


Рис. 5. Вариации содержания щелочей в плиоцен-четвертичных лавах Южной части вулканической зоны Срединного хребта

I—III — возрастные комплексы пород: I — поздний плейстоцен-голоцен, II — нижний-средний плейстоцен, III — плиоцен. Сплошная линия — породы восточной цепи вулканов, пунктирная — породы западной цепи вулканов. Цифры по оси абсцисс соответствуют следующим типам пород: 1 — базальт, 2 — андезито-базальт, 3 — андезит, 4 — андезито-дацит, 5 — дацит, 6 — риолит

вулканической зоны Срединного хребта — вулканы Лаучан, Лаучачан, Ичинский, Уксичан и др. [25]. Более того, сравнительно недавно в западной части Срединного хребта на вулкане Уксичан [24], а также в пределах кольцевой Ичинской структуры [23] наряду с известково-щелочными и субщелочными лавами обнаружены нефелин-нормативные щелочные базальты, а также кислые щелочные породы состава трахита, кварцевого трахита и щелочного липарита¹.

Таким образом, отмеченные выше общие закономерности распределения четвертичных вулканитов в пределах Камчатки свидетельствуют о том, что в целом здесь наблюдается поперечная петрогеохимическая зональность. Вместе с тем имеется ряд факторов, указывающих на отсутствие непрерывного возрастания щелочности при переходе от Восточной вулканической зоны через зону Центральной депрессии к Срединному хребту и таким образом как будто противоречащих концепции общей петрогеохимической зональности. Так, во всех вулканических зонах преобладают вулканиты с умеренной щелочностью [15]. Базальты и андезито-базальты Срединного хребта в среднем практически не отличаются от аналогичных пород Центральной Камчатской депрессии. Различающиеся по щелочности лавы могут встречаться в пределах одного вулкана и даже проявляться в ходе одного извержения [3, 5].

Установлено также, что возрастание общей щелочности пород по мере

¹ В последние годы авторы совместно с М.Г. Патокой изучали редкоземельный состав таких пород. Полученные данные представлены в табл. 1 и 3.

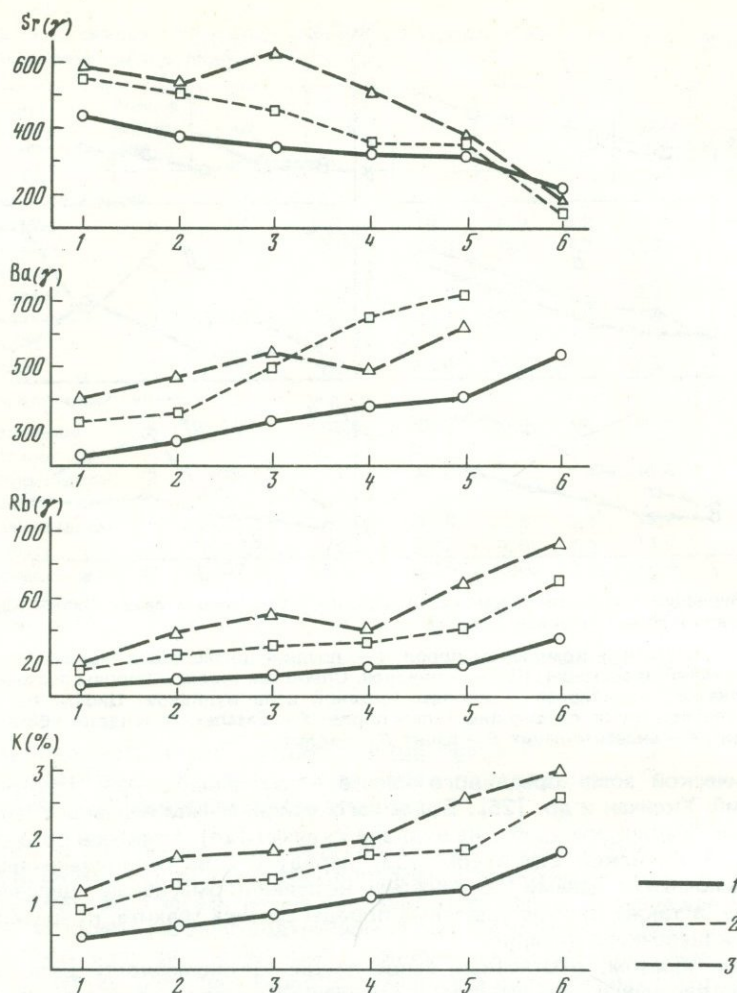


Рис. 6. Вариации содержаний ряда литофильных элементов в четвертичных лавах вулканической зоны Южной Камчатки

1 — Восточная подзона, 2 — Центральная подзона, 3 — Западная подзона. Цифры по оси абсцисс соответствуют таковым на рис. 5. Намечается последовательное увеличение концентраций элементов в соответствующих типах пород от Восточной подзоны через Центральную к Западной

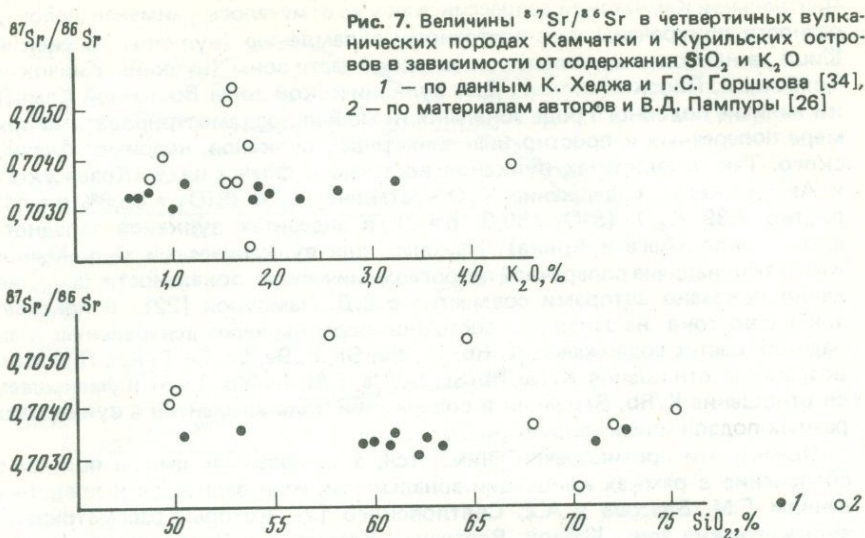
удаления от глубоководного желоба наблюдается для каждой вулканической зоны. Для зоны Срединного хребта это отмечалось Н.В. Огородовым с соавторами [24, 25], В.В. Бабичем [1], В.В. Ковалевой и др. [11], а также М.Г. Патокой (устное сообщение). Составленный нами рис. 5, по материалам последнего, иллюстрирует разницу в содержании щелочей для плиоцен-четвертичных лав восточной и западной цепей вулканов южной части зоны Срединного хребта. При этом величина этой разницы заметно уменьшается для пород позднеплейстоцен-голоценовых комплексов по сравнению с более ранними. В пределах вулканической зоны

Центральной Камчатской депрессии, как уже отмечалось, наименее щелочные разности приурочены к ее восточному обрамлению (вулканы Успенский, Шиш), а наиболее щелочные — к западной части зоны (вулканы Кинчокла, Толбачики, Плоские сопки). Для вулканической зоны Восточной Камчатки наличие подобного рода зональности можно продемонстрировать на примере поперечных к простиранию зоны рядах вулканов, например Авачинского. Так, в андезитах вулканов восточного фланга ряда (Козельского и Авачинского) содержание K_2O составляет 0,76 ($SiO_2 = 58,8\%$, $n = 11$) против 1,39 K_2O ($SiO_2 = 59,0$, $n = 7$) в андезитах вулканов западного фланга ряда (Аага и Арика). Наконец, для вулканической зоны Южной Камчатки наличие поперечной петрогеохимической зональности было недавно показано авторами совместно с В.Д. Пампурой [22]. В пределах зоны с востока на запад (от восточной подзоны через центральную к западной) растет содержание K , Rb , Li , Ba , Sr , F , Be , La , Ce Ti и P . При этом возрастают отношения K/Na , Rb/Sr , Sr/Ca , F/B , La/Yb , Ti/Si и уменьшается отношение K/Rb . Вариации в содержании ряда элементов в вулканитах разных подзон иллюстрирует рис. 6.

Однако эти противоречия снимаются, а изложенные факты получают объяснение в рамках концепции зональности, если вернуться к представлениям Г.М. Власова и А.Е. Святловского [2], которые рассматривали вулканические зоны Южной, Восточной Камчатки и Центральной депрессии в качестве единого (Восточного) вулканического пояса. Сходные соображения были высказаны недавно В.А. Леглером [13]. Последний полагает, что четвертичный вулканизм Срединного хребта служит завершающим этапом развития неогеновой истории Северного участка Курило-Камчатской дуги, когда глубоководный желоб располагался значительно западнее, чем в настоящее время, на месте Восточно-Камчатского синклиория. После тектонической перестройки, в конце миоцена, когда произошло скачкообразное отступление глубоководного желоба к востоку, вулканизм в пределах Срединного хребта не прекратился сразу, а в силу большей инерционности вулканических процессов по сравнению с тектоническими, продолжался вплоть до позднего голоцена. Если принять изложенные концепции, то вулканические породы Южного, Восточного поясов и Центральной депрессии, с одной стороны, и Срединного хребта — с другой, следует рассматривать как независимые друг от друга, и проблема поперечной зональности решается положительно для всей территории Камчатки.

ВОЗМОЖНЫЕ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Наши представления о генерации базальтовых расплавов в островодужных областях были изложены ранее [12, 27]. Коротко они сводятся к следующему. При возникновении зон субдукции мантийное вещество под островными дугами начинает подвергаться воздействию флюидных потоков, образуясь за счет освобождения вещества при различных фазовых переходах по мере погружения литосферных плит. Поднимаемая с различных глубин и извлекая по пути наиболее легкоплавкие и легкоподвижные компоненты из мантии, эти флюидные потоки будут иметь неодинаковый состав — судалением от глубоководного желоба они становятся более щелочными и обогащенными литофильными элементами. В верхних частях мантии, на границе ее с меланократовым фундаментом, в связи с уменьшением общего давления, выделением добавочных количеств тепла за счет процессов окисления флюидов и как следствие этого



появления воды возникают благоприятные условия для выплавления базальтовых магм из вещества, которое уже, вероятно, было частично перекристаллизовано и преобразовано в направлении некоторого раскисления.

Что касается генезиса кислых расплавов, то приведенные выше петрогеохимические данные и в первую очередь наследование кислыми вулканами геохимического облика базальтов исключает, как нам кажется, возможность формирования кислых расплавов в результате плавления сиалической коры. Против такой возможности свидетельствуют также результаты петрогеохимического изучения гранитоидных включений [5] в лавах и пород гранито-гнейсового метаморфического фундамента Камчатки [31]. Очень трудно с точки зрения корового палингенного возникновения кислых расплавов удовлетворительно интерпретировать факты нередкого нахождения в андезитах ксенолитов основного и ультраосновного состава (вулканы Авачинский, Шивелуч и др.). Наши данные подтверждают также вывод Г.С. Горшкова [7] о независимости состава андезитовых расплавов от типа строения земной коры. Заслуживает внимания отмеченный Э.Н. Эрлихом [34] факт преимущественной приуроченности центров кислого вулканизма к фронтальным частям вулканических поясов, т.е. к участкам, где гранитный слой наименее развит. Наконец, последними геохимическими исследованиями на Камчатке и Курилах установлено, что четвертичные вулканы имеют "мантийные значения величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения [27, 33], не зависящие ни от кремнекислотности, ни от щелочности пород (рис. 7). Все эти данные не позволяют принять точку зрения о коровом происхождении кислых расплавов или гипотезу о возникновении их за счет контаминации базальтовых расплавов сиалическим материалом. В то же время С. Тейлор [32] привел убедительные возражения, свидетельствующие о невозможности возникновения заметных объемов кислых расплавов за счет процессов кристаллизационной дифференциации базальтовых магм.

Учитывая все изложенное выше, мы считаем, что наиболее вероятно предположение о едином уровне (источнике) для выплавления расплавов

основного и более кислого состава [30]. К сходному выводу пришла также на основании геохимических данных Л.Л. Леонова [15]. Весь имеющийся фактический материал по составу пород фундамента и ксенолитов [28], закономерности пространственного распределения кислых вулканитов, их петрогеохимические особенности и т.д. позволяют судить о том, что первичные очаги кислых магм формировались или в пределах меланократового фундамента или несколько ниже его. Но состав расплавов, как было нами показано для базальтов [12, 27], в значительной степени определяется составом флюидной фазы, несомненно имеющей мантийный характер. В этом смысле мы можем говорить о мантийной природе кислых вулканитов в островодужных областях.

Присутствие среди глубинных ксенолитов широкой гаммы пород от гипербазитов через пироксениты до габброидов нередко с переходами между всеми разностями, часто отмечаемое наличие структур перекристаллизации и т.д. дают основание полагать, что процессы выплавления кислых расплавов происходили из еще более измененного "гранитизированного" исходного субстрата. Поэтому кислый вулканизм в районах островных дуг можно рассматривать как отражение своеобразного ультраметаморфизма в верхах верхней мантии [34].

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабич В.В. Петрогеохимические особенности четвертичного вулканизма Среднего хребта Камчатки. — ДАН СССР, 1973, № 3.
2. Власов Г.М., Святловский А.Е. Молодые наложенные вулканические пояса. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1964, т. 31.
3. Вольнец О.Н., Ермаков В.А., Кирсанов И.Т., Дубик Ю.М. Петрохимические типы четвертичных базальтов и их геологическое положение. — Бюл. вулканол. ст., 1976, № 52.
4. Вольнец О.Н., Флеров Г.Б., Андреев В.И. Петрохимия, геохимия и вопросы генезиса пород Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг. — ДАН СССР, 1978, 238, № 4.
5. Вольнец О.Н., Боговяленская Г.Е., Пополитов Э.И. Петрография, химизм, контактовые преобразования и проблемы генезиса гранитоидных включений в четвертичных вулканических породах Камчатки. — В кн.: Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978.
6. Горшков Г.С. Четвертичный вулканизм и петрохимия современных лав Курильских островов. — В кн.: Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
7. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967.
8. Ермаков В.А. Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М.: Наука, 1977.
9. Ермаков В.А., Вольнец О.Н., Колосков А.В. Петрология четвертичных вулканических пород Камчатки. — В кн.: Вулканизм островных дуг. М.: Наука, 1977.
10. Иванов Б.В. Извержение Карымского вулкана в 1962—1965 гг. и вулканы Карымской группы. М.: Наука, 1970.
11. Ковалев В.В., Розенкранц А.А., Смелковская М.И. Особенности развития кайнозойского вулканизма в центральной части Среднего хребта Камчатки. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1973.
12. Кузьмин М.И., Пополитов Э.И. Геохимические особенности магматизма островных дуг и активных континентальных окраин и некоторые проблемы петрогенезиса. — Геохимия, 1978, № 5.
13. Леллер В.А. Развитие Камчатки в кайнозое с точки зрения тектоники литосферных плит. — В кн.: Тектоника литосферных плит. М.: ВИНТИ, 1977.
14. Леонова Л.Л. Геохимическая характеристика основных и кислых вулканитов Узано-Гейзерной депрессии. — В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Наука, 1974.
15. Леонова Л.Л. Геохимия четвертичных и современных вулканических пород Курильских островов и Камчатки. — Геохимия, 1979, № 2.
16. Леонова Л.Л., Кирсанов И.Т. Геохимия базальтов Ключевского вулкана (Камчатка). — Геохимия, 1974, № 6.

17. *Леонова Л.Л., Огородов Н.В.* Геохимия четвертичных базальтов Срединного хребта Камчатки. — Геология и геофизика, 1975, № 12.
18. *Леонова Л.Л., Пополитов Э.И., Волюнец О.Н.* Типы четвертичных базальтов Камчатки в связи с проблемой первичных магм. — В кн.: Петрологические исследования базальтов островных дуг. М.: ИФЗ АН СССР, 1978.
19. *Леонова Л.Л., Шеймович В.С., Бобкова Е.С.* К вопросу о генезисе кислых пород вулкана Ходутка (Южная Камчатка). — Геохимия, 1978, № 5.
20. *Мархинин Е.К., Стратула Д.С.* Некоторые петрологические, геохимические и геофизические аспекты связи вулканизма с глубинами Земли. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971.
21. *Набоко С.И.* Четвертичный современный вулканизм Камчатки и петрохимические особенности лав. — В кн.: Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
22. *Пампура В.Д., Волюнец О.Н., Пополитов Э.И.* Геохимические особенности четвертичных вулканитов. — В кн.: Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980.
23. *Патока М.Г., Успенский В.С.* Кислые субщелочные и щелочные породы Центральной Камчатки. — ДАН СССР, 1977, 233, № 6.
24. *Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н., Важеевская А.А., Огородова А.С.* Вулкан Уксичан в Срединном хребте Камчатки. — В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М.: Наука, 1967.
25. *Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н., Важеевская А.А., Огородова А.С.* Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки. М.: Наука, 1972.
26. *Пискунов Б.Н.* Петрохимическая систематика высокоглиноземистых базальтов и распределение их типов в структуре Курильской островной дуги. — В кн.: Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе. М.: Наука, 1977.
27. *Пополитов Э.И.* Геохимические особенности магматизма островных дуг и некоторые проблемы петрогенезиса. — В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1977.
28. *Пополитов Э.И., Волюнец О.Н., Селиванова Г.И.* Геохимические особенности четвертичных базальтов Камчатки. — В кн.: Ежегодник СибГЕОХИ-1974. Новосибирск: Наука, 1976.
29. *Пополитов Э.И., Волюнец О.Н.* Геохимические особенности пород фундамента под островными дугами (на примере Камчатки). — В кн.: Ежегодник СибГЕОХИ-1975. Иркутск, 1976.
30. *Пополитов Э.И., Волюнец О.Н.* Геохимические аспекты происхождения кислых пород островных дуг. — В кн.: Ежегодник СибГЕОХИ-1976. Иркутск, 1977.
31. *Пузанков Ю.М., Волюнец О.Н., Патока М.Г.* Геохимия продуктов извержения вулканов Ичинский и Хангар (Камчатка) в связи с проблемой кислой магмы. — Вулканология и сейсмология, 1979, № 6.
32. *Тейлор С.* Геохимия андезитов. — В кн.: Распространенность химических элементов в земной коре. М.: Мир, 1972.
33. *Хедж К.Е., Горшков Г.С.* Изотопный состав стронция в вулканических породах Камчатки. — ДАН СССР, 1977, 233, № 6.
34. *Эрлих Э.Н.* Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973.

УДК 552:3; 551:24

А.А. ШАРАСЬКИН, Г.С. ЗАКАРИАДЗЕ

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ МАГМАТИЗМА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ КОТЛОВИН И ОСТРОВНЫХ ДУГ ФИЛИППИНСКОГО МОРЯ

В сложной системе активных окраин запада Тихого океана район Филиппинского моря давно привлекал особое внимание удивительно закономерным расположением структурных элементов дна в пространстве. Окруженное системами островных дуг и глубоководных желобов с запада и с востока дно моря состоит из трех котловин с корой океанского типа, которые разделены узкими и протяженными хребтами, представляю-

щами остаточные островные дуги [21]. До недавнего времени суждения о геологическом строении и развитии этих структур строились в основном на довольно обширных, но, к сожалению, косвенных данных геофизики [2, 6, 22, 24, 25, 39]. Многочисленные драгировки и особенно результаты глубоководного бурения последних лет (рис. 1) весьма расширили число геологических наблюдений, позволяя рассмотреть целый ряд проблем геологии региона на качественно ином уровне. Среди таких проблем особое место занимают вопросы, связанные с развитием магматизма.

Значение магматических явлений в разработке геодинамических моделей общеизвестно, поскольку именно они представляют собой наиболее непосредственный результат тех эндогенных процессов, которые определяют эволюцию земной коры. Для решения задачи в геодинамическом аспекте необходимо прежде всего определить основные закономерности развития магматических событий во времени и пространстве и найти геохимические критерии, характеризующие генетические соотношения различных магматических серий и вероятный состав областей магнообразования.

Известные сейчас результаты драгировок и бурения показывают, что второй сейсмический слой коры котловин Филиппинского моря сложен повсеместно толщами базальтовых пиллоу-лав. Преимущественно базальтовый состав эффузивов характерен и для островных дуг региона, однако в их пределах они переслаиваются с горизонтами более кислых лав и пирокластики, совершенно отсутствующими в составе второго слоя коры котловин. Еще одним интересным и специфическим типом островодужных эффузивов являются породы серии марианит-бонитит, обнаруженные пока только во фронтальной зоне Идзу-Марианской дуги [3, 34, 35].

Анализируя опубликованные данные и результаты собственных геохимических исследований, мы исходили из того, что в систематике магматических серий и при решении вопросов их генезиса и эволюции основную роль играют закономерности распределения некогерентных редких элементов. К сожалению, многие из них, такие, как K, Rb, Cs, Sr, Ba, редкие земли и некоторые другие, обнаруживают высокую миграционную способность при процессах вторичного изменения пород. Такие процессы довольно обычны (особенно в продуктах подводных извержений), разнообразны по своей природе и не всегда легко распознаются. В подобных случаях интерпретация геохимических данных может оказаться ошибочной. Поскольку в породах дна Филиппинского моря довольно часто видны признаки измененности, мы сконцентрировали внимание на небольшой группе элементов, включающей Ti, Zr и Y. Как информативные в отношении генезиса и эволюции магм [7, 32, 37] эти элементы наименее чувствительны к воздействию вторичных процессов [30, 31]. Одновременно с этим были использованы данные по геохимии Cr, который также принадлежит к числу малоподвижных элементов, но имеет тренд распределения на магматическом этапе и, как показывают обширные эмпирические данные, позволяет четко различать породы океанского дна и островных дуг [29].

Уже самые первые данные по составам пород из котловин Филиппинского моря [16, 33] показали их сходство с толеитами океанского дна. Это представление значительно укрепилось после того, как в линейных осевых депрессиях Западно-Филиппинской котловины и котловины Паресе Вела были обнаружены слабометаморфизованные диабазы и габбро в ассоциации с серпентинизированными ультрабазитами [4, 12], т.е. те же

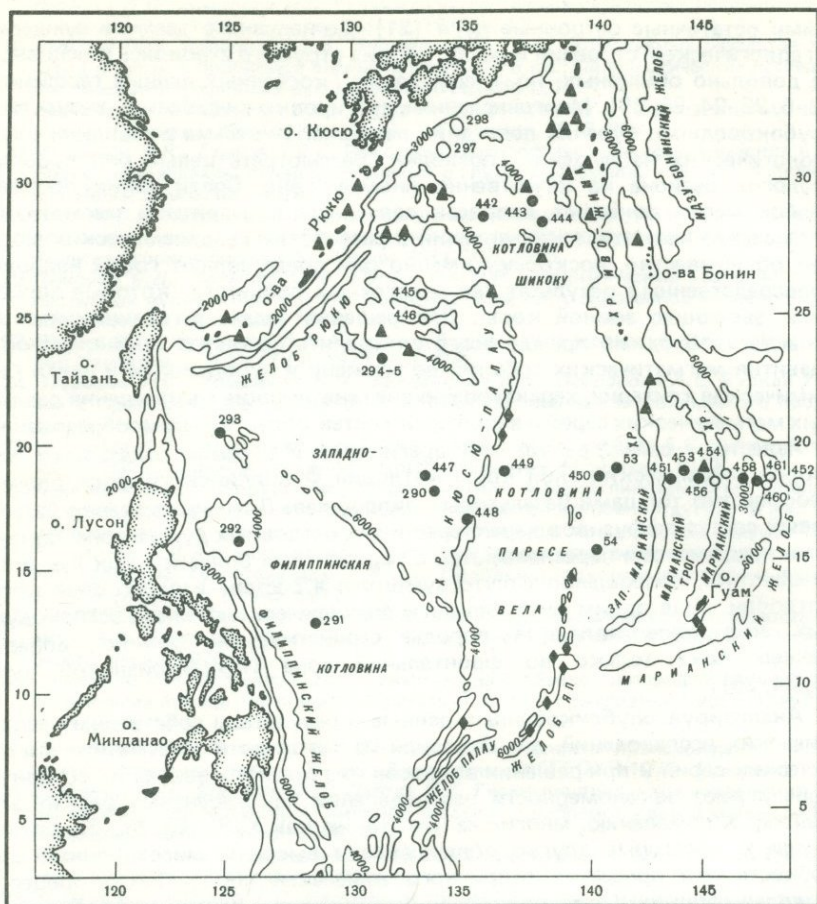


Рис. 1. Основные структуры дна филиппинского моря и точки опробования пород фундамента. (Кружки — скважины глубоководного бурения, ромбы и треугольники — районы драгировок различных экспедиций за период с 1968 по 1978 г.)

самые комплексы пород, которые слагают более глубокие горизонты нормальной океанской коры. Однако вопрос о характере магматизма в пределах котловин все же продолжает оставаться дискуссионным. В некоторых случаях в базальтах котловин обнаруживаются повышенные концентрации ряда литофильных элементов, что, по мнению отдельных авторов [13, 41], указывает на их генетическую связь с вулканистами островных дуг. Для последних обогащенность литофильными элементами по сравнению с океанскими толеитами — одна из характерных черт, однако в базальтах интрадуговых бассейнов такие аномалии, на наш взгляд, связаны с их изменчивостью. Так, например, анализ всей доступной информации по породам рассматриваемого региона показывает четкое разделение пород котловин и островных дуг по соотношению Ti и Cr (рис. 2). При этом базальты из трех разных котловин практически идентичны и занимают на диаграмме очень компактную область в поле толеитов срединно-океанических хребтов. Вариации в распределении этих элементов в породах

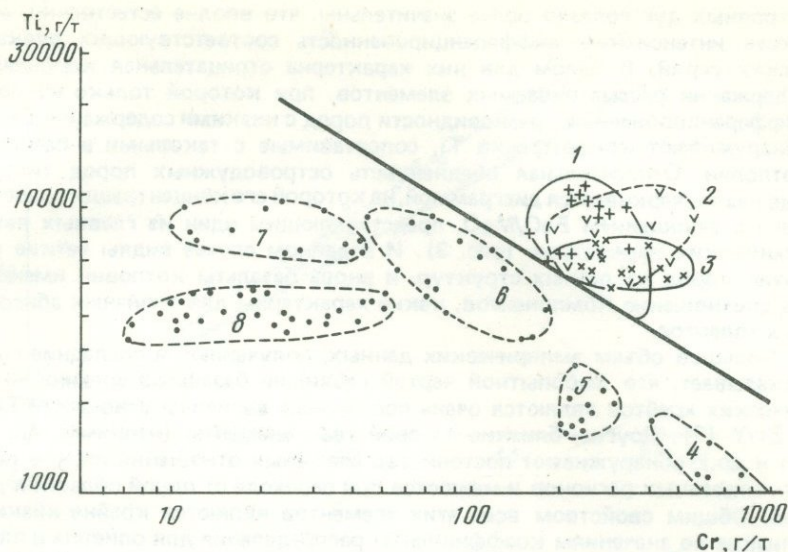


Рис. 2. Диаграмма $TiO_2 - Sr$ для коренных пород дна Филиппинского моря
 Базальты интрадуговых котловин: 1 — Паресе Вела; 2 — Западно-Филиппинская; 3 — Марианский трог. Эффузивные серии островных дуг: 4 — бониниты, Бонинские о-ва; 5 — высокоглиноземистые андезиты, скв. 458; 6 — породы фронтальной зоны Марианской островной дуги; 7 — породы хребта Кюсю Палау, скв. 448; 8 — породы Западно-Марианского хребта, скв. 451 и 453; и современные лавы Марианских островов

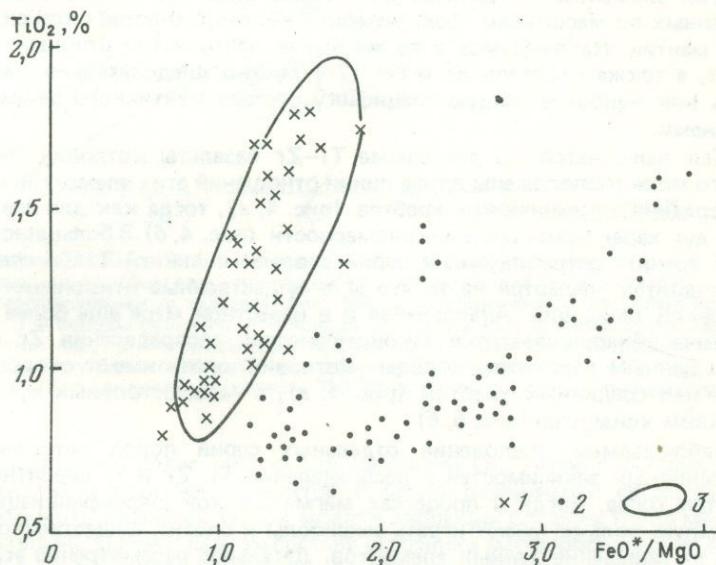


Рис. 3. Диаграмма $TiO_2 - FeO^*/MgO$ для коренных пород дна Филиппинского моря
 1 — базальты интрадуговых котловин, 2 — породы островных дуг, 3 — поле базальтов срединно-океанических хребтов

островных дуг гораздо более значительны, что вполне естественно, если учесть интенсивную дифференцированность соответствующих вулканических серий. В целом для них характерна отрицательная корреляция содержаний рассматриваемых элементов, при которой только наиболее дифференцированные разновидности пород с низкими содержаниями Sr обнаруживают концентрации Ti, сопоставимые с таковыми в базальтах котловин. Относительная обедненность островодужных пород титаном еще раз подчеркивается диаграммой, на которой его концентрации сопоставлены с отношением FeO/MgO, представляющим один из главных петрохимических параметров (рис. 3). И в данном случае видны четкие различия пород из разных структур, и вновь базальты котловин имеют те же соотношения компонентов, какие характерны для типичных абиссальных толеитов.

Большой объем эмпирических данных, полученных в последние годы, показывает, что любопытной чертой геохимии базальтов срединно-океанических хребтов являются очень постоянные величины отношений Ti/Zr и Zr/Y [7]. Другие, близкие по свойствам элементы (например, Nb, Ta, Th и др.) обнаруживают постоянство взаимных отношений лишь в породах отдельных регионов и меняются при переходе от одной области к другой. Общим свойством всех этих элементов являются крайне низкие и близкие по значениям коэффициенты распределения для оливина и плагиоклаза — двух главных фаз, определяющих историю кристаллизационной дифференциации базальтовых магм. Поэтому, несмотря на рост абсолютных содержаний, отношения концентраций элементов в процессе магматической эволюции остаются почти постоянными, отражая, таким образом, особенности состава областей магнеообразования. На основании этого предполагается, что вариации в распределении Nb, Ta, Th и некоторых других элементов в толеитах дна океана означают существование ограниченных по масштабам геохимических неоднородностей океанской верхней мантии. Наблюдаемое в то же время постоянство отношений Ti/Zr, Zr/Y, а также изотопов Sr и Nd [27] можно, следовательно, рассматривать как наиболее общую специфику состава мантийного вещества под океанами.

Как выясняется, на диаграмме Ti—Zr базальты котловин Филиппинского моря расположены вдоль линии отношений этих элементов в базальтах срединно-океанических хребтов (рис. 4, а), тогда как для лав островных дуг характерны иные закономерности (рис. 4, б). В большинстве случаев тренды островодужных серий совпали с линией Ti/Zr отношения в хондритах, несмотря на то что есть существенные отклонения от этой основной тенденции. Аналогичная и в известной мере еще более строгая картина обнаруживается в закономерностях распределения Zr и Y. По этим данным параметры породы котловин опять имеют сходство с базальтами срединных хребтов (рис. 5, а), а лавы островных дуг — с веществом хондритов (рис. 5, б).

Наблюдаемые отклонения отдельных серий пород островных дуг от основных зависимостей в распределении Ti, Zr и Y, вероятно, появляются тогда, когда в процессах магматической дифференциации определенную роль начинают играть амфиболы и биотит, существенно влияющие на поведение данных элементов. Детальное рассмотрение этого вопроса представляет самостоятельную задачу, выходящую за рамки данной статьи. Здесь важно подчеркнуть, что, невзирая на такие отклонения, подавляющее большинство островодужных лав региона явно обеднено Ti, Zr и Y по сравнению с базальтами интрадуговых котловин и одно-

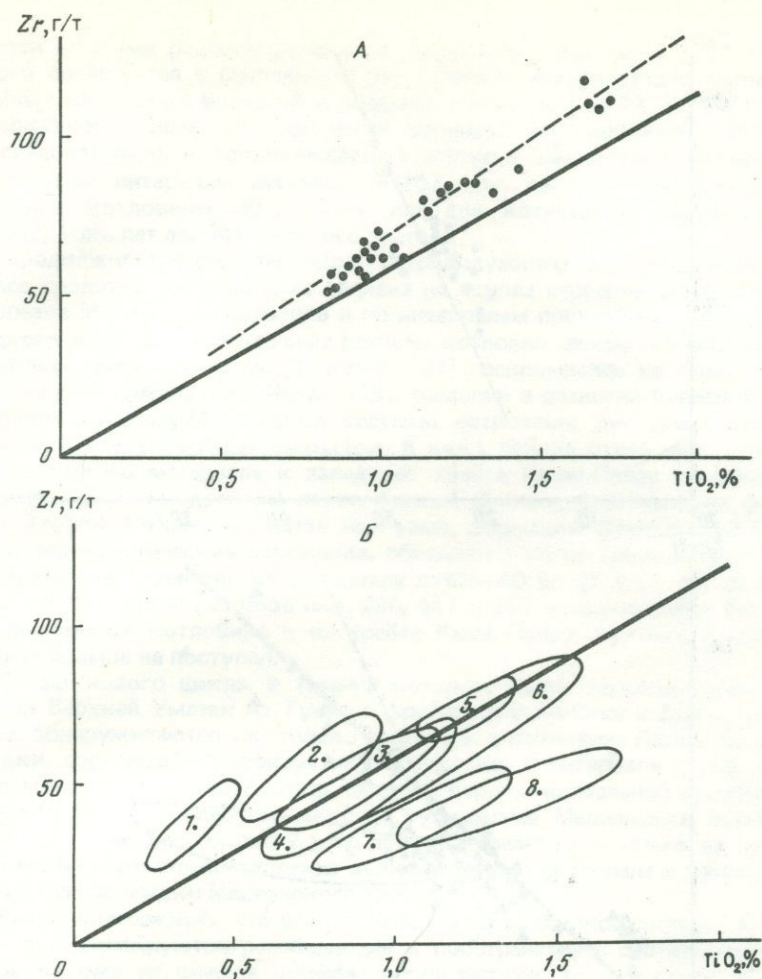


Рис. 4. Диаграмма $TiO_2 - Zr$ для коренных пород дна Филиппинского моря
 А — базальты интрадуговых котловин, Б — эффузивные серии островных дуг:
 1 — высокоглиноземистые андезиты скв. 458; 2 — современные лавы Марианских островов; 3 — породы скв. 459; 4 — породы скв. 451 и 453; 5 — высокотитанистые базальты скв. 448; 6 — породы фронтальной зоны Марианской островной дуги; 7 — породы Идзу-Бонинской дуги, о-в О-Шима; 8 — толеиты скв. 448. Сплошная линия — TiO_2/Zr в хондритах, пунктир — TiO_2/Zr в базальтах срединно-океанических хребтов

временно содержит более низкие концентрации Cr. Такое параллельное уменьшение концентраций элементов с резко различными свойствами нельзя объяснить в рамках любой модели эволюции близких типов магм, и, следовательно, вывод о разном составе источника магмообразования при формировании двух рассматриваемых типов структур вполне обоснован.

Как уже отмечалось, один из важных моментов в решении поставленной проблемы заключается в определении временной последовательности магматических явлений. Наиболее точную информацию по этому вопросу

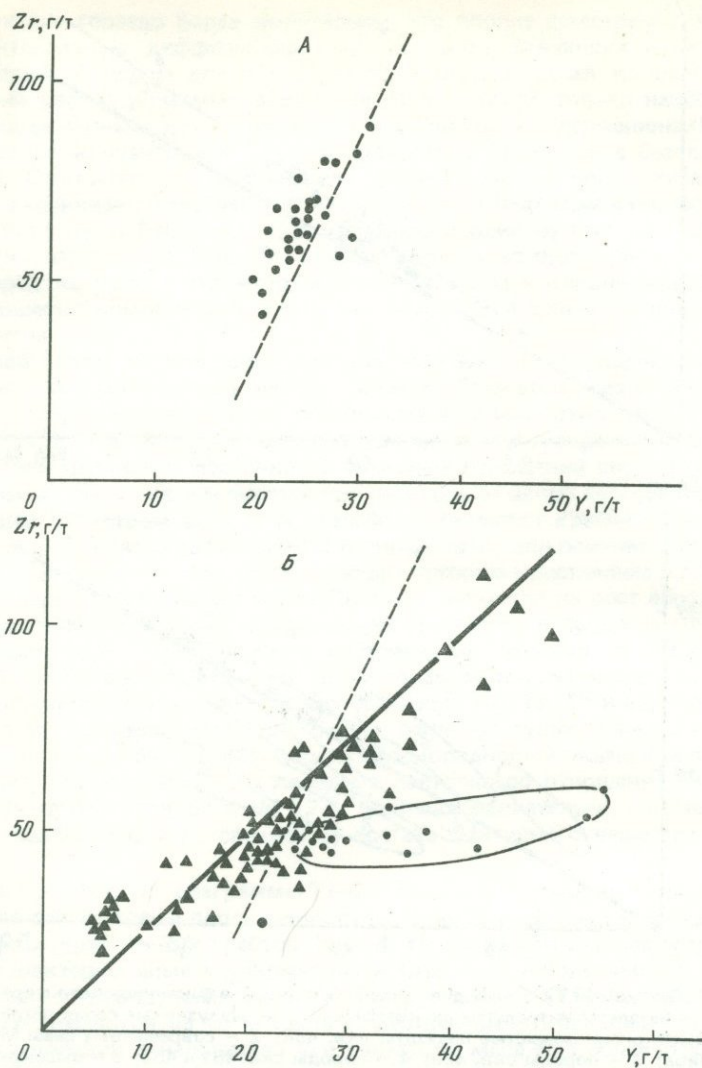


Рис. 5. Диаграмма Zr—Y для коренных пород дна Филиппинского моря
 А — базальты интрадуговых котловин, Б — эффузивы островных дуг. Сплошная линия — Zr/Y отношение в хондритах, пунктир — Zr/Y отношение в базальтах срединно-океанических хребтов. Контуром показано поле высокотитанистых базальтов скв. 448

можно получить прежде всего из данных бурения различных участков дна и по результатам геологических наблюдений на островах. Синтез таких сведений для южной части Филиппинского моря приведен на рис. 6. Как показывают палеонтологические данные, базальные горизонты осадков, залегающих на дне каждой из котловин, имеют различный возраст. Определяемый на этом основании возраст пород фундамента подтверж-

дается данными радиометрического датирования базальтов [28] и прекрасно согласуется с последними результатами интерпретаций систем линейных магнитных аномалий в пределах котловин [22, 24, 38, 39, 40]. По совокупности всех этих сведений периоды формирования котловин, а следовательно, и сопровождавшие явления магматизма охватывают следующие интервалы времени: 60—37 млн. лет для Западно-Филиппинской котловины, 30—17 млн. лет для котловины Паресе Вела и 7—0 (?) млн. лет для Марианского трога.

Продолжительность периодов островодужного вулканизма в процессе развития региона была оценена на основе строения геологических разрезов Марианских островов и по интервалам поступления пирокластического материала в осадочные разрезы котловин, вскрытые скважинами глубоководного бурения. Д. Кариг [21], основываясь на стратиграфических обобщениях Дж. Ингла [18], выделил в развитии кайнозойского вулканизма Идзу-Марианской системы островных дуг три отдельные цикла. Как видно из диаграммы (рис. 6, вкл.), период отложения вулканокластического материала к западу от хребта Кюсю-Палау совпадает по времени с самым древним палеогеновым циклом, включающим формации Алутом и Нижний Уматок на Гуаме, формацию Денсияма на Сайпане и пирокластические отложения, обнажающиеся на Тиниане. Этот цикл соответствует временному интервалу от 38—40 до 27 млн. лет. В более верхней горизонты разрезов скв. 290, 447 и 448, находящихся в Западно-Филиппинской котловине и на хребте Кюсю-Палау, вулканогенный материал больше не поступал.

Следы нового цикла, в течение которого были сформированы формации Верхней Уматок на Гуаме и формации Фина-Сису и Донни на Сайпане, обнаруживаются уже только восточнее, в котловине Паресе Вела, где осадки, содержащие пирокластику, отлагались в интервале от 18—20 до 5—6 млн. лет, после чего опять наступил период нормальной морской седиментации. С последним циклом вулканизма Марианских островов, который, начавшись около 2 млн. лет продолжает развиваться и в настоящее время, связано поступление вулканогенного материала в плейстоцен-четвертичные осадки Марианского трога.

Важно подчеркнуть, что если к западу от современной системы островных дуг фиксируются разобщенные в пространстве и соответствующие лишь одному из циклов шлейфы пирокластики, то к востоку от нее, во фронтальной зоне (скв. 458) мы находим следы всех трех указанных периодов вулканизма. Эти, ныне легко доказуемые закономерности в геологическом строении региона впервые были верно угаданы Д. Каригом на основе данных сейсмопрофилирования и первых результатов бурения. Анализируя их, он совершенно справедливо пришел к следующим выводам.

1. Дно Филиппинского моря не является фрагментом Тихоокеанской плиты, а представляет собой отдельные области новообразованной коры океанского типа, которые с востока обрамлялись периодически действовавшими вулканическими островными дугами.

2. Каждая остаточная дуга и сопряженная интрадуговая котловина формировались в результате продольного раскола структуры активной дуги и миграции фронтальной ее части в сторону океана. Однако, имея довольно ограниченный круг данных, Д. Кариг предполагал, что периоды раскрытия котловин совпадают по времени с максимальной вулканической активностью на дуге. Такое предположение давало возможность объяснить оба события с позиции тектоники плит, которая связывает развитие активных окраин с явлением субдукции океанской литосферы в

зонах Заварицкого—Беньоффа. Действительно, допустив, что тектономагматическая активность в этих областях есть функция скорости пододвигания плиты, которая периодически может меняться вследствие вариаций в относительном движении плит [19], можно получить необходимые условия, объясняющие периодичность и синхронность рассматриваемых процессов. Однако как показывает синтез современных геологических данных (см. правую, результирующую часть диаграммы на рис. 6), периоды раскрытия котловин и проявления вулканизма на островных дугах отнюдь не синхронны, а закономерно следуют один за другим. Такую последовательность событий связать с простым изменением скорости субдукции становится практически невозможно, или по крайней мере изначальная простота схемы должна быть неимоверно усложнена.

Ситуация становится еще более трудной, если учесть приведенные выше геохимические данные, которые вполне определенно указывают на различные по составу источники магматизма в пределах котловин и соседних с ними островных дуг. Очевидно сходство между базальтами срединно-океанических хребтов и интрадуговых котловин несомненно означает близкие условия генерации родоначальных магм, т.е. частичное плавление мантии океанского типа на глубинах до 40—60 км [1].

Для образования магм островных дуг в настоящее время предполагается две модели: 1) плавление пород океанской коры, трансформируемых в кварцевые эглогиты в зонах субдукции [14]; 2) плавление зоны мантийного вещества под островными дугами, обогащаемой летучими компонентами, прежде всего H_2O , за счет дегидратации пододвигающейся литосферной плиты [15, 26, 43]. По результатам изотопных исследований последняя схема представляется более вероятной [9, 17, 23]. Однако, исходя из рассмотренных данных, следует предполагать, что одновременно с обогащением мантийного клина над зоной субдукции летучими компонентами и элементами с высокой подвижность происходит изменение его состава и в отношении Cr, Ti, Zr и Y, обладающих крайне низкой миграционной способностью. Стремясь упростить проблему, можно допустить, что на ранних этапах эволюции магматических серий островных дуг происходило интенсивное выделение хромита и титаномагнетита, приводившее к резкому снижению концентраций соответствующих элементов в расплаве. К сожалению, пока нет никаких веских аргументов в пользу такого предположения, тем более, что оно встречает некоторые явные возражения. Во-первых, хромшпинель является ранней фазой и в океанских толеитах; во-вторых, кристаллизация обеих фаз должна приводить к снижению концентраций ванадия, а породы островных дуг обогащены этим элементом; в-третьих, несмотря на явно различный характер магматической эволюции, толеитовые и известково-щелочные серии островных дуг по распространенности Cr и Ti гораздо ближе друг другу, чем к базальтам океанского дна. Ко всему прочему, сделанное выше предположение никак не решает проблемы Zr и Y, в распределении которых наблюдаются наиболее систематические и весьма характерные особенности (см. рис. 5).

Анализируя закономерности распределения рассмотренной группы элементов, нельзя не обратить внимание на то, что величины Ti/Zr и Zr/Y отношений в большинстве серий островных дуг оказываются значительно ближе к хондритовым, чем в базальтах котловин и абиссальных толеитах океана. Это позволяет предположить — не может ли процесс генерации магм под островными дугами проходить при участии менее дифференцированного, близкого по составу к хондритам вещества ман-

тии? Вопрос этот кажется вполне уместным, если учесть пока, к сожалению, очень скудные данные о составе тех горизонтов мантии, куда проникают расплавленные под островными дугами сейсмофокальные зоны. Теоретические расчеты и результаты экспериментов показывают, что наблюдаемые значения скоростей и мантии ниже 600-километровой границы раздела нельзя объяснить одними фазовыми переходами вещества вышележащих горизонтов и что здесь, видимо, имеет место изменение состава. В частности, предполагается, что глубже 600 км в веществе мантии возрастает отношение Fe/Mg [5] и увеличивается содержание SiO_2 [8]. Поскольку изменения состава ожидаются именно в этом направлении, логично предположить, что мантия здесь может оказаться менее дифференцированной и в отношении других, в том числе редких компонентов. Тогда развитие сейсмофокальных зон, проникающих на глубины до 800 км, могли бы вызывать подъем этого глубинного вещества и его воздействие на состав и теплофизическое состояние вышележащих горизонтов, обуславливая специфику островодужного вулканизма.

Естественно, приведенные выше рассуждения на данном этапе никак нельзя рассматривать как какое-то обоснованное решение проблемы. Тем не менее они позволяют наметить вполне определенное направление исследований, результаты которых могут значительно углубить наши представления о существовании тех процессов, которые определяют развитие системы активных окраин. Актуальность таких исследований диктуется тем, что современные геодинамические модели развития островных дуг и краевых морей оказываются непригодными для объяснения закономерностей эволюции магматизма этих регионов, выявляемых на основании геолого-геохимических данных. Рассмотренный в статье материал показывает, что к таким закономерностям относятся:

- 1) чередование во времени циклов магматизма океанского островодужного типа;
- 2) связь магм того и другого типа с различными в геохимическом отношении зонами вещества мантии, частичное плавление которого приводит к их генерации;
- 3) периодическое смещение фронта магматизма в направлении от континента к океану.

Именно эти закономерности, непосредственно характеризующие динамику эндогенных процессов, а не только геофизические данные, на которых базируются все современные представления, должны быть учтены в первую очередь при разработке новых моделей геологического развития активных окраин океана.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Суцневская Н.М.* Условия формирования первичного расплава океанских толеитов и вариации его состава. — *Геохимия*, 1979, № 2.
2. *Гнибиденко Г.С.* Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1974.
3. *Добрецов Н.Д., Шараськин А.Я., Соболев А.В.* Породы серии марианит—бонитит. — В кн.: *Геология дна Филиппинского моря*. М.: Наука, 1980.
4. *Шараськин А.Я., Богданов Н.А.* Состав и структурное положение офиолитовых ассоциаций Филиппинского бассейна. — В кн.: *Офиолиты Тихоокеанского пояса: Тез. докл. Секция В-II, XXV Тихоокеан. науч. конгр. ВИНТИ*, 1979.
5. *Anderson D.L.* Petrology of the mantle. — *Miner. Soc. Amer. Spec. Pap.* 3, 1970.
6. *Ben-Avraham Z., Segawa J., Bowin C.* An extinct spreading centre in the Philippine Sea. — *Nature*, 1972, vol. 240.
7. *Bougault H., Joron J., Treuil M.* Alteration, fractional crystallization, partial melting.

- mantle properties from trace elements in basalts recovered in North Atlantic. — In: Deep drilling results in the Atlantic ocean: Ocean crust. M. Ewing Series 2/Ed. M. Talwani et al. Wash. D.C.: AGU, 1979.
8. *Burdick L., Anderson D.L.* Interpretation of velocity profiles of the mantle. — *J. Geophys. Res.*, 1975, N 80.
 9. *De Paolo D.F., Wasserburg G.J.* Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. — *Geophys. Res. Lett.*, 1976, vol. 3.
 10. *De Paolo D.P., Wasserburg G.J.* The sources of island arcs as indicated by Nd and Sr isotopic studies. — *Geophys. Res. Lett.*, 1977, vol. 4.
 11. *Dixon T.H., Batiza R.* Petrology and chemistry of recent lavas in the Northern Marianas. — In: Implications for the origin of island arc basalts. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1979, vol. 70.
 12. *Fountain D.M., Carlson R.L., Salisbury M.H., Christensen N.I.* Possible lower crustal rocks recovered on Leg 31 by deep-sea drilling in the Philippine Sea. — *Mar. Geol.*, 1975, 19.
 13. *Gill J.B.* Composition and age of Lau Basin and Ridge volcanic rocks. — In: Implications for evolution of an interarc basin and remnant arc. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1976, vol. 87.
 14. *Green D.H., Ringwood A.E.* Genesis of the calc-alkaline rock suite. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1968, vol. 18.
 15. *Green D.H.* Contrasted melting relations in a pyrolite upper mantle under mid-oceanic ridge, stable crust and island arc environments. — *Tectonophysics*, 1973, vol. 17.
 16. *Hart S.R., Glassley W.E., Karig D.E.* Basalts and sea floor spreading behind the Mariana island arc. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1972, vol. 15.
 17. *Hawkesworth C.J., O'Nions R.K., Pankhurst R.J., Hamilton P.J., Evensen N.M.* A geochemical study of island-arc and back-arc tholeiites from the Scotia Sea. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1977, vol. 36.
 18. *Ingle J.C., Jr.* Summary on Late Paleogene — Neogene insular stratigraphy, paleobathymetry and correlations, Philippine Sea and Sea of Japan region. — In: Initial Reports of DSDP/Ed. D.E. Karig, J.C. Ingle. Wash. D.C.: U.S. Govt. Print. Office, 1975, vol. 31.
 19. *Jurdy D.M.* Relative plate motions and the formation of marginal basins. — *J. Geophys. Res.*, 1979, vol. 84.
 20. *Karig D.E.* Origin and development of marginal basins in the western Pacific. — *J. Geophys. Res.*, 1971, vol. 76.
 21. *Karig D.E.* Basin genesis in the Philippine Sea. — In: Initial Reports of DSDP/Ed. D.E. Karig, J.C. Ingle. Wash. D.C.: U.S. Govt. Print. Office, 1975, vol. 31.
 22. *Kobayashi K., Isezaki N.* Magnetic anomalies in Japan Sea and Shikoku Basin and their possible tectonic implications. — *AGU, Geophys. Monogr.*, 1976, vol. 19.
 23. *Meijer A.* Pb and Sr isotopic data bearing on the origin of volcanic rocks from the Mariana Island arc system. — *Geol., Soc. Amer. Bull.*, 1976, vol. 87.
 24. *Mrosowski C.L., Heyes D.E.* The evolution of the Parece Vela Basin, eastern Philippine Sea. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1979, vol. 46.
 25. *Murauchi S., Den N., Asano S., Hotta H., Yoshi T., Asanuma T., Hagiwara K., Ichikawa K., Sato T., Ludwig W.J., Edgar N.T., Houtz R.E.* Crustal structure of the Philippine Sea. — *J. Geophys. Res.*, 1968, vol. 73.
 26. *Nicholls I.A., Ringwood A.E.* Effect of water on the olivine stability in tholeiites and the production of silica saturated magmas in the island arc environment. — *J. Geol.*, 1973, vol. 81.
 27. *O'Nions R.K., Hamilton P.J., Evensen N.M.* Variations in $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in oceanic basalts. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1977, vol. 34.
 28. *Ozima M., Kaneoka I., Ujije H.* ^{40}Ar — ^{39}Ar age of rocks and the development mode of the Philippine Sea. — *Nature*, 1977, vol. 267.
 29. *Pearce J.A.* Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environment on Cyprus. — *Tectonophysics*, 1975, vol. 25.
 30. *Pearce J.A., Cann J.R.* Ophiolite origin investigated by discriminant analyses using Ti, Zr and Y. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1971, vol. 12.
 31. *Pearce J.A., Cann J.R.* Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1973, vol. 19, p. 290.
 32. *Pearce J.A., Norry M.J.* Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1979, vol. 69.
 33. *Ridley W.I., Rhodes J.M., Reid A.M., Jakes P., Shih C., Bass M.N.* Basalts from Leg 6 of the Deep-Sea Drilling Project. — *J. Petrol.*, 1974, vol. 15.
 34. *Sharaskin A.Ya., Dobretsov N.L., Sobolev N.V.* Marianite: The clinoenstatite bearing pillow-lavas associated with ophiolite assemblage of the Mariana Trench. — In: Proc. Intern. Ophiolite Symp., Cyprus, 1980.

35. Shiraki K., Kuroda N. The boninite revisited. — J. Geogr., Tokyo, 1977, vol. 86, N 3 (in Jap. with engl. abstr.).
36. Stern R.J. On the origin of andesite in the Northern Mariana Island arc: Implications from Arigan. — Contribs Mineral. and Petrol., 1979, vol. 68.
37. Sun S.S., Nesbitt R.W., Sharaskin A.Ya. Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. — Earth. and Planet. Sci. Lett. 1979, vol. 44.
38. Tomoda Y., Kobayashi K., Segawa J., Nomura M., Kumura K. Linear magnetic anomalies in the Shikoku Basin. — J. Geomagnet. and Geoelectr., 1975, vol. 28.
39. Watts A.B., Weissel J.K. Tectonic history of the Shikoku Basin. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 25.
40. Watts A.B., Weissel J.K., Larson R.L. Sea floor spreading in marginal basin of the western Pacific. — Tectonophysics, 1977, vol. 37.
41. Weaver S.D., Saunders A.D., Pankhurst R.J., Tarney J. A geochemical study of magmatism associated with the initial stages of back-arc spreading. — Contribs Mineral. and Petrol., 1979, vol. 68.
42. Wood D.A., Joron J.L., Treuil M. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1979, 45, p. 326.
43. Yoder H.S. Generation of basaltic magmas. N.Y.: Nat. Acad. Sci. Press, 1976.

УДК 552.12

Б.Г. ЛУТЦ, Э.И. ПОПОЛИТОВ

ПЕРВИЧНАЯ ПРИРОДА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД О-ВА ЯП В ТИХОМ ОКЕАНЕ

Остров Яп из группы Каролинских островов по своему геологическому положению относится к системе Марианской и Япской островной дуги, отделенной от океана глубоководным желобом. Остров Яп занимает исключительное положение среди островов Тихого океана в связи с тем, что только здесь на очень большом удалении от краев континентов выходит на поверхность комплекс регионально-метаморфизованных пород. В отличие от других островов, о-в Яп не вулканического происхождения. С тектонической точки зрения он представляет собой систему небольших горстов и грабенов, вытянутых в северо-восточном направлении. Здесь выходит на поверхность фундамент островной дуги, представленный комплексом меланократовых метаморфических пород: зеленых сланцев и серпентинитов.

Геологическое строение острова известно по ряду работ [2, 3, 4, 5]. По мнению А. Миасиро [3], в основании о-ва Яп выходит офиолитовый комплекс, представленный метаморфизованными сланцами и амфиболитами с небольшим количеством ультрабазальтов, которые перекрываются осадками миоценового или позднеолигоценного возраста.

В 17-м рейсе нис "Дм. Менделеев" одному из авторов удалось посетить о-в Яп, осмотреть геологические разрезы и собрать образцы метаморфических пород.

Архипелаг Яп составляют четыре сближенных острова. Метаморфические породы обнажаются на главном острове, в пределах участка поперечником 10 км. Возраст их неясен, известно только, что они несогласно перекрываются миоценовыми отложениями.

В основании геологического разреза главного острова залегают меланократовые метаморфические породы формации Яп, которая сложена амфиболитами, зелеными сланцами, габброидами, небольшими телами серпентинитов и перидотитов. Широкое распространение имеют пятнис-

тые горнблендиты и амфиболиты. Они разнообразны по текстуре, сильно рассланцованные, а также массивные разности. Амфиболиты сложены средним плагиоклазом, роговой обманкой, эпидотом, присутствует магнетит, апатит, сфен. Кроме амфиболитов, широко представлены хлорит-амфиболитовые и хлорит-амфибол-эпидотовые зеленые сланцы. Они представлены темно- и светло-зелеными сланцеватыми разностями. Породы формации Яп интенсивно рассланцованы и разбиты зонами дробления.

Следует отметить, что в литературе указывалось на наличие здесь гранитов, а также гранатовых (альмандиновых?) амфиболитов. По-видимому, это ошибка. Гранитных пород здесь нет, а исследование гранатов, отмытых из аллювия и изученных Н.В. Соболевым, показало, что это не альмандиновые, а гроссуляр-андрадитовые гранаты, соответственно метаморфический комплекс о-ва Яп никак нельзя считать глубинным, достигающим субфации гранатовых амфиболитов.

Ультраосновные породы, главным образом серпентиниты, присутствуют в виде очень небольших линз и как обломки в тектонических брекчиях. Однако следует сказать, что на острове исключительно мощно проявились процессы тропического выветривания и во многих обнажениях метаморфические породы и ультрабазиты химически разложены, особенно это относится к серпентинитам. Их наличие в отдельных обнажениях оказывается несомненным фактом, однако исследовать их из-за крайней выветрелости образцов не представляется возможным.

Выше по разрезу основные метаморфические породы несогласно перекрываются отложениями формации Мэп с тектоническими и осадочными брекчиями, конгломератами и прослоями песчаников и гравелистов. В составе брекчий и конгломератов преобладают породы нижней формации Яп — амфиболиты, габбро и амфиболовые сланцы.

Еще выше по разрезу залегают породы формации Томил, представленные андезитами, базальтами и туфами миоценового возраста. Самые верхние части разреза представлены рифовыми известняками, аллювием и корой выветривания.

Метаморфические породы формации Яп — амфиболиты и зеленые сланцы — были исследованы петрографически и проанализированы на целый ряд элементов (табл. 1). Кроме того, в литературе [4] имеются силикатные анализы амфиболитов и зеленых сланцев о-ва Яп, в которых определены также содержания хрома (табл. 2). Рассмотрение химических анализов метаморфических пород о-ва Яп показывает, что амфиболиты, и зеленые сланцы довольно близки по своему составу и если искать им какие-то магматические эквиваленты, то их состав, несомненно, соответствует химическому составу толеитовых базальтов. Низкая щелочность, высокая известковистость, средняя железистость и типичные для базальтов содержания кремнезема и глинозема заставляют прийти к выводу, что исследуемые породы определены — метаморфизованные толеиты.

Правомерно поставить вопрос: к какому формационному типу — океаническому или островодужному — принадлежат эти базальты, т.е. определить первичную природу метаморфических пород, тем более, что о-в Яп принадлежит к системе островной дуги. Как известно, магматические породы внутренних частей океана, а именно базальты срединно-океанических хребтов и океанических плато, за линией глубоководных желобов отличаются от одноименных магматических пород островных

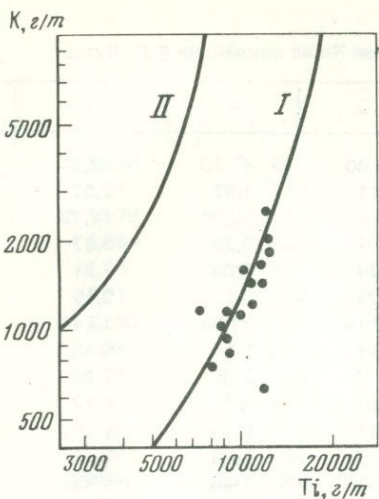


Рис. 1. Диаграмма К—Ті

I — тренд океанических базальтов, II — тренд островодужных базальтов. Точками нанесены анализы зеленых сланцев и амфиболитов о-ва Яп

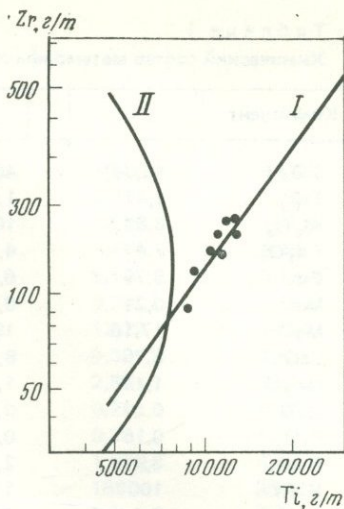


Рис. 2. Диаграмма Zr—Ті

Условные обозначения см. рис. 1.

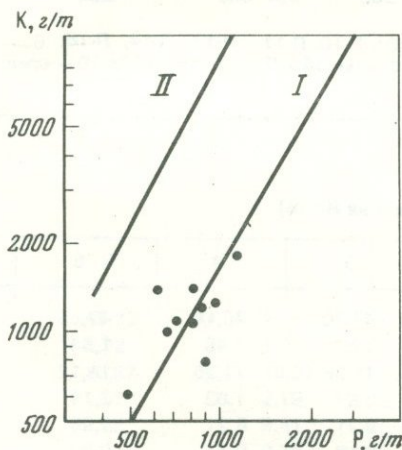


Рис. 3. Диаграмма К—Р

Условные обозначения см. рис. 1

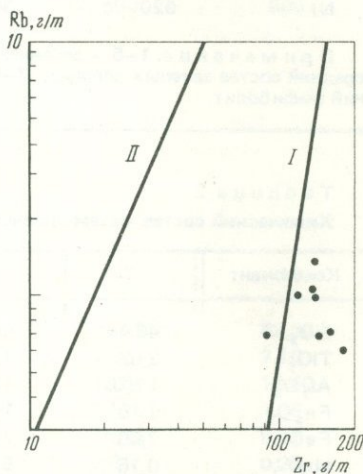


Рис. 4. Диаграмма Rb—Zr

Условные обозначения см. рис. 1

дуг. Первые принадлежат к океаническо-рифтовому типу, вторые — к эвгеосинклиальной формации. Сравнительный анализ тех и других [1] показал, что на целом ряде геохимических диаграмм океанические и островодужные базальты формируют самостоятельные поля и тренды и демонстрируют существенные различия своего химического состава. В целом океанические базальты больше обогащены титаном, цирконием,

Таблица 1

Химический состав метаморфических пород о-ва Яп из коллекции Б.Г. Лутца

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	46,34	45,64	43,40	47,10	46,84
TiO ₂	1,47	1,71	2,11	1,87	2,02
Al ₂ O ₃	8,83	10,16	10,44	12,59	11,79
Fe ₂ O ₃	2,47	4,75	8,01	5,22	3,97
FeO	8,76	6,87	5,79	7,06	7,31
MnO	0,21	0,23	0,24	0,19	0,19
MgO	17,16	18,22	17,14	11,08	13,42
CaO	8,76	8,46	7,45	9,50	8,76
Na ₂ O	1,13	1,16	0,70	2,48	2,00
K ₂ O	0,12	0,12	0,07	0,17	0,17
P ₂ O ₅	0,15	0,18	0,11	0,14	0,19
П.п.п.	3,97	2,26	4,42	1,52	2,91
K (г/т)	1000	1100	600	1400	1400
Li	3,4	3,9	5,0	2,5	3,5
Rb	0,7	1,0	—	0,7	0,6
Zr	90	140	180	160	180
V	130	130	150	230	140
Cr	1100	1400	1500	900	1000
Co	152	57	56	49	50
Ni	920	1300	950	600	600

Примечание. 1—5 — зеленые сланцы, обр. Л-10, Л-11, Л-13, Л-14, Л-16; 6 — средний состав зеленых сланцев; 7—9 — амфиболиты, обр. Л-12, Л-15, Л-17; 10 — средний амфиболит.

Таблица 2

Химический состав метаморфических пород о-ва Яп [4]

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	46,44	48,56	47,70	46,14	47,85
TiO ₂	2,02	1,52	1,88	1,46	1,54
Al ₂ O ₃	17,70	12,29	11,36	11,25	11,12
Fe ₂ O ₃	2,15	1,49	2,87	1,63	2,14
FeO	7,00	7,58	9,71	8,21	7,95
MnO	0,16	0,18	0,18	0,31	0,29
MgO	9,77	14,09	11,20	15,89	13,85
CaO	8,56	10,44	10,01	8,60	10,14
Na ₂ O	2,89	2,16	2,59	2,34	2,32
K ₂ O	0,13	0,14	0,13	0,09	0,11
P ₂ O ₅	0,27	0,15	0,07	0,33	0,11
П.п.п.	2,57	2,09	1,98	3,80	2,50
Cr (г/т)	295	1250	860	921	520

Примечание. 1—6 — зеленые сланцы; 7—10 — амфиболиты.

	6	7	8	9	10
	45,86	44,78	46,58	40,26	43,87
	1,84	1,87	1,52	2,21	1,87
	10,76	12,34	10,06	12,74	11,71
	4,88	6,21	4,90	3,45	4,85
	7,16	5,97	5,97	8,17	6,70
	0,21	0,22	0,22	0,20	0,21
	15,40	14,35	17,16	12,22	14,58
	8,58	9,88	9,50	9,32	9,57
	1,49	1,86	1,00	2,56	1,81
	0,13	0,14	0,09	0,22	0,15
	0,15	0,18	0,20	0,26	0,22
	3,00	2,00	2,02	1,67	1,90
	1100	1200	800	1800	1250
	3,7	3,9	1,5	2,0	2,4
	0,7	1,3	1,0	0,7	1,0
	150	140	120	160	140
	155	180	140	190	170
	1200	1300	1400	1100	1300
	53	50	56	48	51
	870	780	1000	590	800

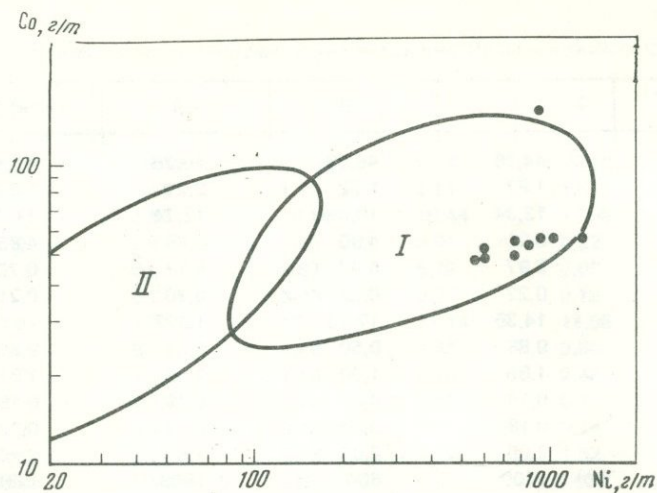


Рис. 5. Диаграмма Co—Ni

I — поле океанических базальтов, II — поле островодужных базальтов. Точками нанесены анализы зеленых сланцев и амфиболитов о-ва Яп

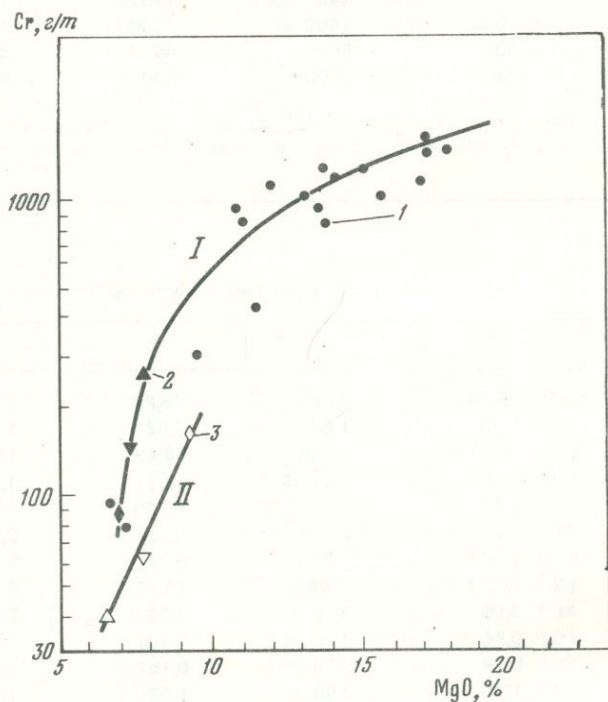


Рис. 6. Диаграмма MgO—Cr

I — тренд океанических базальтов, II — тренд островодужных базальтов. 1 — анализы зеленых сланцев и амфиболитов, 2 — средние анализы океанических и островодужных толеитов и щелочных оливиновых базальтов, 3 — средние анализы щелочных базальтов

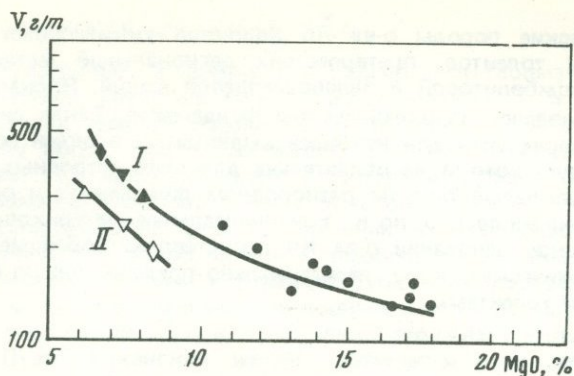


Рис. 7. Диаграмма MgO—V
Условные обозначения см. рис. 6

ванадием, хромом, никелем и кобальтом и обеднены щелочными, щелочно-земельными и редкоземельными элементами, чем островодужные базальты.

Аналитические данные по япским метаморфическим породам были нанесены на геохимические диаграммы с трендами и полями океанических и островодужных базальтов. Рассмотрение этих диаграмм показывает, что по геохимическим признакам амфиболиты и зеленые сланцы о-ва Яп являются аналогами океанических толеитов. Так, на диаграмме K—Ti (рис. 1) все япские породы имеют океанический тренд. Такая же закономерность устанавливается на диаграмме Zr—Ti (рис. 2). На диаграммах K—P и Zr—Rb (рис. 3 и 4) все исследованные породы группируются около трендов океанических базальтов.

Очень характерно поведение элементов группы железа: V, Cr, Co, Ni. На диаграмме Ni—Co (рис. 5) япские породы обособляются в поле с высоким содержанием никеля и кобальта и совпадают с полем океанических толеитов. Одновременно они характеризуются высоким отношением Ni/Co = 12—25, типичным для океанических базальтов, тогда как в островодужных базальтах это отношение много ниже.

Известно, что в океанических базальтах при увеличении щелочности пород содержание относительно легкоплавкого V и Fe увеличивается, а тугоплавких Mg, Cr, Ni, Co снижается, тогда как в базальтах островных дуг тенденции поведения этих элементов обратные. Диаграммы MgO—Cr и Mg—V (рис. 6 и 7) показывают, что особенности распределения элементов группы железа и япских амфиболитах и зеленых сланцах такие же, как в океанических базальтах. Кроме того, точки метаморфических пород о-ва Яп наращивают океанические тренды, продолжая ряд базальтов: щелочные оливиновые базальты — толеиты океанических островов — толеиты срединно-океанических хребтов. Это указывает на то, что их выплавление происходило в условиях океанического рифта в наименее глубинных условиях.

О малой глубинности выплавления и океаническом характере исходных базальтов свидетельствует также очень большое калий-рубидиевое отношение в обследованных породах — 800—2500.

Таким образом, геохимический анализ метаморфических пород, слагающих о-в Яп, позволяет сделать следующие выводы. Меланократовые

метаморфические породы о-ва Яп являются химическими аналогами океанических толеитов, претерпевших региональный метаморфизм в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Япская островная дуга закладывалась на океаническом фундаменте. Такая ситуация, по-видимому, характерна для наиболее выдвинутых в океан современных островных дуг, хотя и не обязательна для всех островных дуг, которые могут закладываться на разнородном фундаменте и рассекать не только океаническое дно, но и континентальные материковые острова. Кристаллическое основание о-ва Яп представляет собой метаморфизованную океаническую кору, первоначально представленную в основном абиссальными толеитами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980.
2. Johnson C.G. Military geology of Yap Island, Caroline Islands. Intelligence Div., Office of Eng., Headquarters U.S. Army Pacific, 1960.
3. Miyashiro A. Metamorphism and metamorphic belts. L.: George Allen and Union, 1973.
4. Shiraki K. Metamorphic basement rocks of Yap Islands Western Pacific. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, vol. 13.
5. Tayama R. Topography, geology and coral reefs of Yap Islands. — Tohoku Univ. Fac. Sci. Rept Geol., 1935, N 19.

УДК 552.321 (234)

Г.С. ХАРИН

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОДВОДНОГО И НАЗЕМНОГО МАГМАТИЗМА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КАРИБСКОГО БАСЕЙНА

Карибский бассейн — сложный по геологическому строению регион, структуры которого сформировались в мезо-кайнозойское время в результате геодинамического взаимодействия континентальных и океанических плит. Особенно сложно построена и разнородна восточная часть бассейна. Здесь выделяются островные дуги (Мало-Антильская и отмершие), глубоководные желоба (Пуэрто-Рико, Кайман), котловины (Гренадская, Венесуэльская, Колумбийская), подводные хребты и поднятия с субконтинентальной земной корой (Кайман, Беата, Авес, Никарагуа). Со дна Карибского моря и с прилегающих участков Атлантического океана многочисленными драгировками, глубоководным бурением и с помощью батискафа доставлены образцы коренных пород фундамента, среди которых значительное место занимает мезозойские и кайнозойские магматические породы. Того же возраста магматизм широко развит на островах и прилегающем континенте. Степень изученности подводного и наземного магматизма неодинакова. Если данные по петрохимии магматических пород островов достаточно обильные, то такие же сведения по подводным структурам ограничены.

В настоящей статье приводится дополнительная характеристика коренных пород некоторых подводных структур рассматриваемого региона и сопоставление особенностей химизма подводного и наземного магматизма.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Желоб Пуэрто-Рико неоднократно подвергался геофизическим, геоморфологическим, геологическим исследованиям [1, 7 и др.]. Однако имеется еще ряд неясных вопросов как по глубинному строению, так и по составу пород, слагающих желоб. Так, неясно, какова мощность земной коры под желобами. Судя по крупной отрицательной гравитационной аномалии Фая, она должна быть больше, чем в прилегающих районах океана, очевидно, за счет увеличения мощности осадочного чехла. Принято считать, что желоб является границей между Северо-Американской и Карибской плитами и отражает субдукцию первой под вторую. Вместе с тем имеются данные о заложении желоба по зоне глубинного разлома. В этом случае хорошо объясняется его связь с желобом Кайман. Вероятно, Пуэрто-Риканский желоб генетически очень сложный. Его возникновение обусловлено как погружением Северо-Американской плиты под Карибскую, так и сдвиговыми движениями указанных плит относительно друг друга.

На склонах желоба отмечаются крутые уступы, на которых при драгировках собирались образцы коренных пород. Особый интерес представляют образцы с северного склона желоба, так как на южном они могут быть связаны с перемещенным материалом с о-ва Пуэрто-Рико. Имеющиеся данные [7, 9, 21] позволяют полагать, что северный склон желоба сложен из пород океанического ряда, тогда как на южном склоне отмечаются и породы континентального типа. Вместе с тем среди океанических пород, встреченных на северном склоне желоба, наблюдаются разности, несколько отличающиеся от типично океанических. Так, было показано [4], что наряду с океаническими толеитами здесь существуют щелочные и субщелочные базальты. Во впадине Браунсон (северо-западная часть желоба) обнаружены глаукофановые и хлоритовые сланцы и кварциты, отнесенные к продуктам регионального метаморфизма при умеренных давлениях [6]. На границе желоба и хребта Кайман выявлены андезиты. Однако не исключено, что они не местного происхождения, а перемещены сюда с возвышенной части хребта, где ранее андезиты были драгированы [18]. Собранные в большом количестве обломочные осадочные породы (конгломераты, песчаники) показывают, что в строении фундамента хребта Кайман наряду с основными участвуют и магматические породы кислого состава.

ВОЗРАСТ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

О возрасте магматических пород подводного фундамента Карибской плиты можно судить по данным глубоководного бурения. Эти данные, а также определения абсолютного возраста свидетельствуют о практической одновозрастности магматических пород фундамента разных структур восточной части Карибского моря.

В Венесуэльской котловине базальтовые силлы, пробуренные скв. 146 и 150, залегают среди верхнемеловых (коньякских) осадков. На хребте Беата (скв. 151, 153) и поднятии Никарагуа (скв. 152) базальтовые потоки перекрыты сантон-коньякскими осадками. На хребте Кайман К-Аг определения показали, что возраст гарнодиоритов, тоналитов и амфиболитов равен 59–83 млн. лет [18]. Эти цифры соответствуют палеоцен-коньякскому возрасту осадков, перекрывающих фундамент.

На хребте Авес установлены граниты с возрастом 18–19 и 78–

89 млн. лет, отвечающие раннемиоценовому и сантон-коньякскому этапам магматической деятельности. Образцы базальтов хребта Авес имеют возраст 56—60 млн. лет [12]. Таким образом, магматическая деятельность на большей части Карибской плиты закончилась в верхнем мелу-палеоцене. На хребте Авес она продолжалась до миоцена.

Возраст магматических пород фундамента Атлантической плиты под желобом Пуэрто-Рико более древний. Судя по возрасту древнейших осадков (мел и, возможно, юра), в этом желобе сейчас происходит погружение юрского и мелового базальтового фундамента. Однако данные К-Аг метода свидетельствуют и о более молодых проявлениях базальтового магматизма вплоть до позднемиоценового [17]. Следует отметить, что они требуют проверки и подтверждения, так как сильная степень измененности базальтов впадины Пуэрто-Рико с ними не согласуется.

В строении островов Карибского моря большую часть занимают магматические серии. Наиболее молодые из них развиты на Мало-Антильской островной дуге, которая состоит из двух ветвей. Восточная ветвь (внешняя дуга) сложена магматическими породами эоцен-миоценового возраста, а западная ветвь (внутренняя дуга) — от миоценовых до современных. Развитие и миграция магматизма на Мало-Антильской дуге связано с процессами взаимодействия Карибской и Атлантической плит. Положение сейсмофокальной зоны показывает, что происходит погружение первой под вторую под углом 30—40°. Начинается оно восточнее о-ва Барбадос. Под островной дугой эпицентры землетрясений находятся на глубине 100—120 км [14].

Вулканические серии на о-ве Пуэрто-Рико имеют мел-эоценовый возраст, т.е. они сформировались почти одновременно с подводными базальтами Карибского моря. Раннемелового возраста (114—130 млн. лет) серии оливиновых толеитов; отмечаются на Подветренных островах — южном обрамлении Карибского моря [20]. Граниты, гранодиориты и диориты, развитые здесь, принадлежат к олигоцен-сантону (30—84 млн. лет), т.е. близки по возрасту к гранитам подводного хребта Авес. На Подветренных островах, а также в северной части Венесуэлы развиты и молодые (5 млн. лет) дациты.

Таким образом, можно предположить, что формирование магматических комплексов подводных структур восточной части Карибской плиты и обрамляющих ее северных и южных островов происходило почти одновременно. Островные магматические комплексы начали формироваться, видимо, несколько раньше. Однако нам неизвестен пока возраст более глубоких горизонтов подводного фундамента Карибского моря. Возможно, там обнаружатся и доверхнемеловые комплексы. На восточном обрамлении Карибского моря, в островных районах Мало-Антильской дуги, развиты наиболее молодые эоцен-современные магматические комплексы. Миоценовый магматизм отмечается на хребте Авес и на Подветренных островах.

СРАВНЕНИЕ ПЕТРОХИМИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ПОДВОДНЫХ СТРУКТУР И ОСТРОВОВ

Драгировки и глубоководное бурение показали, что в составе пород фундамента восточной части Карибского моря преобладают базальты [11, 16]. В некоторых структурах имеются магматические породы ультраосновного, среднего и кислого составов. Как выше отмечалось, ультраосновные породы характерны для желобов Пуэрто-Рико и Кайман. На хреб-

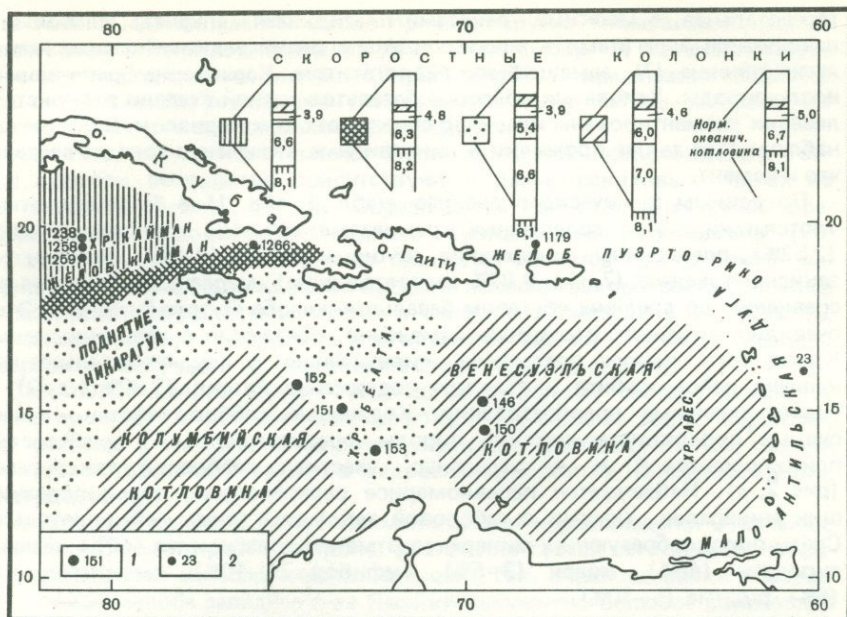


Рис. 1. Схема фактического материала и типов земной коры (по [12] с дополнениями)

1 — скважины глубоководного бурения, в которых установлены базальты; 2 — станции драгирования, по которым в тексте дана характеристика каменного материала

те Кайман встречены андезиты, трахиты, гранодиориты, дациты, риолиты, адамелиты, на хребте Авес — гранодиориты. Однако, несмотря на довольно большое количество драгировок в Карибском море, данных о химическом составе пород фундамента мало. Некоторые структуры охарактеризованы лишь единичными химическими анализами одной разновидности пород, по которым трудно сделать заключение о их петрохимических особенностях, стелени и типе дифференцированности и т.п. Учитывая это, на данном этапе изучения можно провести сравнение общих особенностей подводного и наземного магматизма и лишь в редких случаях отметить его характерные черты на отдельных структурах.

На северном склоне желоба Пуэрто-Рико в 14-м рейсе нисс "Академик Курчатов" были собраны образцы базальтов (ст. 1179, рис. 1). Они, вероятно, приурочены к слою с $V_p = 5,1$ км/с, обнаженному на уступе на глубине 6600 м [1]. Петрографическое изучение образцов показывает, что здесь существуют как минимум две разновидности базальтов — миндалекаменные спилитизированные гиалобазальты и кварцевые габбродиабазы. Первые очень пористые (15–20%) и слабо раскристаллизованные. Большинство пор неправильной формы и заполнены зональным смектитом, а иногда халцедоном. Стенки пор имеют темную закалочную кайму. Смектит по периферии плотный, табачно-зеленый, почти изотропный. В центре миндалин от игольчатый, светло-зеленый с плеохроизмом до бесцветного. В некоторых миндаликах наблюдается чередование облочков смектита и халцедона (кварцина). В других отмечается однородная смесь смектита и кварцина. Преобладающая масса гиалиновая и ин-

терсертальная, с мелкими лейстами плагиоклаза (альбита), слабовыделяющимися агрегатами клинопироксена и очень редкими фенокристаллами оливина (?), замещенного гидрогетитом. Характерна брекчированность породы. Угловатые обломки базальтов разной степени раскристаллизации сцементированы кварцево-сметитовым материалом. В обломках наблюдаются также прожилки и линзовидные включения того же состава, что и цемент.

По данным химического анализа (табл. 1, обр. 1) в базальтах отмечаются пониженные содержания кремнезема (44,84%) и окиси кальция (2,52%), повышенные содержания двуокиси титана (2,45%), окисного и закисного железа (7,54 и 9,87% соответственно), марганца и фосфора по сравнению со средним составом базальтов желоба Пуэрто-Рико [4]. Это, очевидно, отражает вторичные изменения, связанные с гальмиролизом. Кроме того, порода претерпела спилитизацию, о чем свидетельствуют наличие лейст альбита и высокое содержание натрия (3,82% Na_2O) и гидротермальные преобразования. Кварцевые габбро-диабазы — массивные полнокристаллические породы, среднезернистые с диабазовой, пойкилоофитовой и в отдельных участках габбровой текстурами (рис. 2, а). Наблюдается неравномерное распределение породообразующих минералов. Участки с габбровой текстурой более лейкократовые. Среди породообразующих минералов отмечены плагиоклаз (40%), клинопироксен (45%), кварц (3–5%), амфибол (5–10%), смектит-хлорит (5%), рудные (5–10%).

Плагиоклаз двух видов — свежий и измененный. Свежий плагиоклаз преобладает. Он слагает крупные (до 1–2 мм) широкие лейсты и таблитчатые sdвойникованные и зональные кристаллы состава андезин-лабрадор. Измененный (частично альбитизированный и хлоритизированный) плагиоклаз слагает как правильные изометричные фенокристы, так и неправильные ксеноморфные зерна.

Клинопироксен (авгит) преимущественно свежий. Заполняет промежутки между призмами плагиоклаза, который содержится также в виде пойкилитовых включений. Наблюдается амфиболитизация отдельных зерен пироксена по периферии или полностью.

Кварц присутствует в виде редких иногда совершенно правильного гексагонального очертания свежих зерен. Такие зерна проверены на осность. Они оказались одноосными, положительными. Встречаются корродированные зерна кварца. Рудный минерал (магнетит и, возможно, титаномагнетит) образует неправильной формы зерна и выделения, иногда с пойкилитовыми включениями плагиоклаза и клинопироксена (см. рис. 2, а).

По химическому составу габбро-диабазы (см. табл. 1, обр. 2) приближаются к субщелочным базальтам, встречающимся в желобе Пуэрто-Рико [4], отличаясь от них большей железистостью (5,46% Fe_2O_3 и 8,57% FeO) и калиевостью (1,38% K_2O), меньшей глиноземистостью (13,71% Al_2O_3).

Интересная и несколько необычная порода была обнаружена тралением в северо-восточной части желоба Пуэрто-Рико (ст. 23, координаты $15^\circ 51'$ с.ш., $60^\circ 25'$ з.д., глубина 3320 м). Она представлена угловатыми обломками (до $8 \times 6 \times 6$ см) белого цвета, массивной микролистоватой структуры. Под микроскопом в шлифах обнаруживается слабо выраженной волокнистостью и листовитостью. Показатель преломления листочков $N_g = 1,485$, $N_p = 1,473$. Рентгендифрактометрия (аналитик А.С. Кожевников) обнаружила в природе лишь слабоокристаллизованный

сепиолит. В шлифах и иммерсии примеси других минералов также не обнаружено. Химический анализ (см. табл. 1, обр. 3) свидетельствует о высоком содержании магния (24,72% MgO) и кремнезема (56,26%) при очень низком содержании глинозема, окислов железа, кальция, что подтверждает сепиолитовый состав породы.

Известно, что сепиолит может иметь различное происхождение. Тонкие прослои сепиолитов присутствуют в палыгорскитовых глинах из Восточной Атлантики, где они образовались при гидротермальном преобразовании щелочно-базальтоидного вулканического материала [2]. Однако эти сепиолиты содержат большую примесь постороннего материала, а включающие их палыгорскиты по химическому составу близки к базальтам. Сепиолиты известны в коре выветривания ультрабазитов, в частности на Кубе [3]. Сепиолиты образуют жилы и заполняют трещины в серпентинитах, часто на контактах с осадочными породами.

Сепиолиты желоба Пуэрто-Рико по химическому составу близки к серпентинитам, за исключением высокой кремнеземистости. Вероятно, они связаны с гипергенно-гидротермальными преобразованиями серпентинитов, которые встречаются в желобе Пуэрто-Рико и на островах Мало-Антильской дуги [7, 8].

Подводный хребет и желоб Кайман изучены неравномерно. Отдельные участки желоба и хребта покрыты достаточно густой сеткой геофизических наблюдений и геологических станций. Так, в районе банки Росарио и на днище желоба западнее о-ва Ямайки выполнено большое количество драгировок, тогда как в центральной части их недостаточно. Исследованные нами образцы¹ несколько восполняют этот пробел и освещают состав коренных пород центральной и северной частей хребта и желоба Кайман.

Геологическое строение хребта Кайман довольно сложное. Об этом свидетельствует и состав коренных пород, среди которых отмечены разнообразные магматические, метаморфические и осадочные породы [18]. Так, в районе банки Росария в основании хребта развиты амфиболиты, гнейсы (по гранодиоритам), metabазальты, слюдястые сланцы, гранодиориты, габбро. Выше залегают базальты, андезиты, трахиты, риолиты, дациты, адамеллиты. Разрез венчается мощной (до 2 км) пачкой туфов, брекчий, конгломератов, песчаников, алевролитов аркозового и грауваккового типов, аргиллитов, мелководных (коралловых) и глубоководных (фораминиферовых) известняков. Среди туфов, брекчий, терригенных пород нередко встречаются красноцветные горизонты. Наиболее древние осадки имеют эоцен-олигоценый возраст. Желоб Кайман устроен проще, хотя данных для окончательного суждения недостаточно. Здесь развита офиолитовая (океаническая) ассоциация. В наиболее глубоких участках залегают серпентинизированные перидотиты, перекрытые габбро, базальтами, долеритами и пелагическими известняками миоцен-олигоцена.

Дополнительные данные, полученные нами при петрографических исследованиях коренных пород желоба и хребта Кайман, в общем подтверждают такую картину распределения коренных пород. Вместе с тем усложняется картина строения желоба Кайман. Кроме основных и ультраосновных пород, там обнаружены и средние, а на хребте Кайман встречены серпентиниты.

В связи со значительным интересом к коренным породам фундамента океана, а также из-за отсутствия в литературе сколько-нибудь подробных

¹ Образцы собраны в 14-м рейсе нис "Академик Курчатов".

Таблица 1

Состав коренных пород желоба Пуэрто-Рико, хребта и желоба Кайман

Компонент	Желоб Пуэрто-Рико			Хребет Кайман		
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	44,82	49,06	56,26	39,5	34,5	49,59
TiO ₂	2,45	1,60	0,05	0,15	0,48	1,45
Al ₂ O ₃	15,02	13,71	0,90	7,38	16,01	18,10
Fe ₂ O ₃	7,54	5,46	1,27	5,93	6,21	5,91
FeO	9,87	8,57	—	3,98	8,71	3,11
MnO	0,28	0,23	0,08	0,50	0,32	0,20
MgO	7,25	7,07	24,72	25,90	20,78	4,67
CaO	2,52	6,04	0,30	4,21	3,08	10,01
Na ₂ O	3,82	3,46	1,27	0,33	0,39	3,82
K ₂ O	0,16	1,38	0,16	0,08	0,06	0,52
P ₂ O ₅	0,48	0,08	0,02	1,25	0,11	0,16
П.п.п.	5,64	3,40	12,14	10,14	10,16	1,87
Сумма	99,87	100,06	97,17	99,35	100,81	99,41

Примечание. 1 — базальт, место сбора (м.с.) 19° 49,0' с.ш., 68° 08,5' з.д., глубина (гл.) 6600 м; 2 — габбро-диабаз, м.с. там же; 3 — сепиолит, м.с. 15° 51' с.ш., 60° 25' з.д., гл. 3320 м; 4 — серпентинит, м.с. 19° 35,2' с.ш., 80° 30,1' з.д., гл. 1560 м; 5 — серпентинит, м.с. 19° 14,5' с.ш., 80° 30,0' з.д., гл. 4600 м; 6 — плагиоклазовый базальт, м.с. там же; 7 — оливин-плагиоклазовый базальт, м.с. там же; 8 — афировый базальт, м.с. там же; 9 — спилит, м.с. 19° 35,2' с.ш., 80° 30,1' з.д., гл. 1560 м; 10 — спилитизированный базальт, м.с. там же; 11 — микродиабаз, м.с. там же; 12 — базальт из центра фрагмента пиллоу-лавы, м.с. 19° 04,6' с.ш., 80° 30,0' з.д., гл. 6600—5800 м; 13 — периферическая часть того же образца; 14 — слабыветрелый базальт из центра фрагмента, м.с. там же; 15 — сильновветрелая корка того же

Таблица 1 (окончание)

Компонент	Желоб Кайман				Осадочные породы	
	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	49,12	41,83	49,16	59,62	74,42	62,83
TiO ₂	2,17	2,68	2,10	0,42	0,32	0,81
Al ₂ O ₃	17,43	19,17	17,80	17,03	12,58	14,91
Fe ₂ O ₃	6,87	12,33	8,17	3,77	1,22	2,91
FeO	3,82	2,76	2,87	2,05	1,54	3,74
MnO	0,17	0,16	0,22	0,13	0,11	0,41
MgO	3,52	3,01	3,12	2,61	3,12	6,03
CaO	8,26	4,38	7,70	5,05	0,42	0,42
Na ₂ O	4,60	4,18	4,70	3,80	3,82	2,36
K ₂ O	1,11	2,09	1,22	1,88	0,48	1,63
P ₂ O ₅	0,48	0,16	0,48	0,08	0,05	0,13
П.п.п.	1,69	6,52	2,13	3,29	2,71	4,44
Сумма	99,24	99,27	99,67	99,73	100,79	100,62

	Хребет Кайман				Желоб Кайман		
	7	8	9	10	11	12	13
	46,49	48,09	48,22	47,96	47,98	45,87	46,51
	0,91	1,56	0,82	1,77	2,19	1,16	1,07
	19,74	14,88	16,14	18,54	16,28	19,00	18,97
	9,63	9,97	6,01	5,59	6,82	9,98	8,61
	3,02	1,07	3,58	2,20	3,02	2,38	2,81
	0,21	0,30	0,22	0,18	0,20	0,17	0,20
	3,33	10,31	10,41	3,02	7,07	4,65	5,67
	10,33	4,64	2,27	10,65	7,29	8,81	9,03
	3,28	3,67	5,10	4,10	3,82	3,34	3,24
	0,48	0,51	0,65	1,44	1,33	0,62	0,54
	0,12	0,10	0,11	0,40	0,23	0,08	0,10
	2,37	3,90	5,75	3,52	3,18	2,94	2,99
	99,91	99,00	99,28	99,37	99,41	99,00	99,74

образца; 16 — плагиоклазовый базальт, м.с. там же; 17 — андезит, м.с. там же; 18—25 — осадочные терригенные породы хребта и желоба Кайман; 18, 19 — песчаники аркозовые, м.с. 19° 35,2' с.ш., 80° 30,1' з.д., гл. 1560 м; 20 — песчаник аркозовый, м.с. 19° 46,0' с.ш., 76° 47,3' з.д., гл. 6300 м; 21 — алевролит аркозовый, м.с. там же; 22 — алевролит аркозовый, м.с. 19° 35,2' с.ш., 80° 30,1' з.д., гл. 1560 м; 23 — алевролит аркозовый, м.с. 19° 46,0' с.ш., 76° 47,3' з.д., гл. 6300 м; 24, 25 — алевролиты граувакковые, м.с. там же.

Химические анализы выполнены в Центральной лаборатории Зап.-Сиб. Геол. управления. Аналитик И.А. Дубровская.

Осадочные породы					
20	21	22	23	24	25
57,74	60,76	72,82	68,37	45,52	48,07
0,47	0,47	0,36	0,23	0,69	0,74
15,68	14,25	12,15	13,09	15,90	13,98
4,27	1,52	4,13	1,94	3,06	4,41
3,10	4,62	—	1,39	4,58	2,09
0,15	0,18	0,10	0,08	0,19	0,15
3,73	3,01	2,11	1,51	4,35	3,73
2,38	3,91	0,98	2,37	10,12	10,09
3,54	4,00	3,92	0,17	2,28	3,10
2,96	0,88	1,00	3,90	2,70	3,10
0,10	0,16	0,07	3,80	0,15	0,18
5,65	5,30	2,23	2,90	11,10	9,95
99,77	99,06	99,87	99,75	100,64	99,59

петрографических характеристик пород хребта и желоба Кайман ниже приводим описание разновидностей, установленных нами в центральной и северной их частях (см. рис. 1).

Серпентиниты встречаются на хребте Кайман на глубинах 1500–1600 (ст. 1239) и 4600–4700 м (ст. 1258). На глубине 4600–4700 м они представлены небольшими угловатыми обломками, а иногда плитчатыми с ровными притертыми поверхностями и бороздами скольжения. Степень подводного выветривания слабая, железо-марганцевые корки и обохривание отсутствуют или развиты незначительно. В шлифах отмечается брекчиевидное строение (рис. 2,б). Обломки в брекчии угловатые, состоящие из микрозернистого зеленоватого серпентина. Цементом служит мелко- и среднезернистая хлорито-серпентиновая масса. Хлорит обладает характерными аномальными (темно-фиолетовыми) цветами интерференции и показателем преломления около 1,620. Это, очевидно, прохлорит. Об этом свидетельствует и повышенное содержание железа в серпентините (14,30% FeO). В некоторых образцах отмечается эпидотизация. Реликты первичных минералов сохранились очень редко. Они представлены сильно измененными пироксенами. Судя по этому, а также по данным химического анализа (см. табл. 1, обр. 4) первичной породой могли быть пироксениты. На глубине 1500–1600 м встречены брекчиевидно-прожилковатые и брекчиевидные серпентиниты с бурой шпинелью. В брекчиевидно-прожилковатых серпентинитах отмечается не менее 4-х генераций прожилков серпентина. Самые ранние — микропрожилки, сложенные игольчато-волоконистыми агрегатами серпентина, в виде равномерной сетки пересекают породу. Затем следуют тонкие прожилки однородного серпентина, которые секутся толстыми зонально построенными жилками (с 8–10 параллельными зонами). К самым поздним прожилкам относится наиболее высокопреломляющий серпентин с гидрогётитом, хлоритом и тальком. Брекчиевидность в породе создается включениями бастита, развитого, вероятно, по энстатиту. В нем видны полосчатость и реликты ламеллей.

В брекчиевидных серпентинитах с бурой шпинелью бастит преобладает. Он имеет светло-коричневую окраску. Многие листочки бастита изогнуты, пloyчатые. Химический состав (см. табл. 1, обр. 4, 5) рассматриваемых разновидностей серпентинитов значительно отличается от апоперидотитовых серпентинитов. В них намного выше содержания Al_2O_3 и CaO и ниже — MgO. Как и в первом случае, не исключен пироксенитовый состав первичных пород.

Базальты собраны на хребте Кайман совместно с серпентинитами. По минералогическим и петрографическим признакам и химическим данным среди них выделяются следующие разновидности: базальты (гиалобазальты) порфиоровидные и афировые, спилиты и спилитизированные базальты, микродиабазы. Порфиоровидные базальты обнаруживают постепенные переходы к гиалобазальтам. В последних обычно сохраняются корки стекла, в различной степени замещенные гидроокислами железа и марганца. Среди порфиоровидных базальтов по составу вкрапленников выделяются базальты плагиоклазовые и оливин-плагиоклазовые. В последних отмечаются редкие призматитан-авгита с пойкилитовыми вростками плагиоклаза. Кристаллы оливина в значительной степени замещены гидрогётитом. Состав плагиоклаза в выделениях (An_{50-62}) и в лейстах преобладающей массы (An_{50-60}) практически одинаков. Базальты содержат до 5% пор, иногда зонально заполненных смектитом, цеолитом и гидрогётитом (рис. 2,в). Плагиоклазовые и оливин-плагио-

клавовые базальты по химическому составу близки (см. табл. 1, обр. 6 и 7 соответственно). По сравнению с океаническими толеитами они выделяются несколько повышенными содержаниями натрия и калия и пониженными — магния.

Афировые базальты отличаются от порфирированных почти полным отсутствием фенокристаллов. Несколько отличен и их химический состав (см. табл. 1, обр. 8). Они низкоглиноземистые и более магниезиальные. Спилиты и спилитизированные базальты собраны в небольшом количестве на ст. 1239 (глубина 1500—1600 м). Они выделены на основании петрографических и химических исследований. По внешнему виду спилиты мало отличаются от базальтов. Под микроскопом они трахитоидные, порфирированные. Трахитоидность определяется микролейстами альбита (50—60%), среди которых находятся зерна разложенного клинопироксена (30—35%), частично замещенного гидрогётитом. Присутствуют вкрапленники хлоритизированного плагиоклаза (3%) и миндалины (10—15%) хлорита и кальцита. В спилитизированных базальтах хлоритизация не отмечена. Миндалины состоят из зонального кальцита. Спилиты и спилитизированные базальты характеризуются высоким содержанием натрия (до 5,10% Na_2O) и несколько более повышенным содержанием калия по сравнению с базальтами (см. табл. 1, обр. 9, 10). Микродиабазы собраны на станции 1239. Они полнокристаллические, с микродиабазовой структурой. Лейсты плагиоклаза (An_{40-62}) составляют решетку; интерстиции заполнены мелкими призмами клинопироксена со слабо-сиреневым оттенком. Клинопироксен ($2V$ около 40° и $\hat{c}:Ng = 34^\circ$) замещается бурыми амфиболами и гидроокислами железа. Микродиабазы обладают повышенной щелочностью (см. табл. 1, обр. 11) и несколько более высокой титанистостью по сравнению с базальтами.

В желобе Кайман (ст. 1259) образцы собраны на днище, вблизи северного склона. Здесь были отмечены угловатые обломки спилитизированных базальтов и гиалобазальтов, базальтовых туфов, андезитов. Базальты и гиалобазальты, так же как и на хребте Кайман, представлены порфирированными и афировыми разностями, которые, очевидно, происходят из разных частей лавовых потоков. В этих разновидностях наблюдается переменное количество стекла. На поверхности некоторых образцов наблюдается корка преобразованного стекла. Химический состав базальтов из центральной части образцов и слабоизмененных корок близок (см. табл. 1, пробы 12, 13). Причем аналогичное фракционное опробование образцов с измененными корками стекла показывает значительную разницу их состава по сравнению с центральной частью (см. табл. 1, пробы 14, 15). В корке отмечаются пониженные содержания кремнезема, кальция, натрия и магния и повышенные — железа, глинозема, титана и кальция. Порфирированные базальты содержат крупные (до 1 см) вкрапленники и гломеропорфирированные сростки зонального плагиоклаза (An_{34-64}). Химический состав плагиоклазового базальта (см. табл. 1, обр. 16) близок к указанным выше базальтам. Здесь также характерны высокие содержания натрия (4,70% Na_2O) и калия (1,22% K_2O). Очевидно, в какой-то мере это обусловлено вторичными процессами. Так, обычно в шлифах наблюдается альбитизация плагиоклаза, а стекло замещается смектитом. Однако вторичные изменения, как показывает секционное опробование и изучение шлифов, не могут быть целиком ответственны за высокую щелочность базальтов. Вероятно, первичная магма, давшая при кристаллизации породы базальтового ряда, в изученном районе хребта и желоба Кайман обладала повышенной щелочностью.

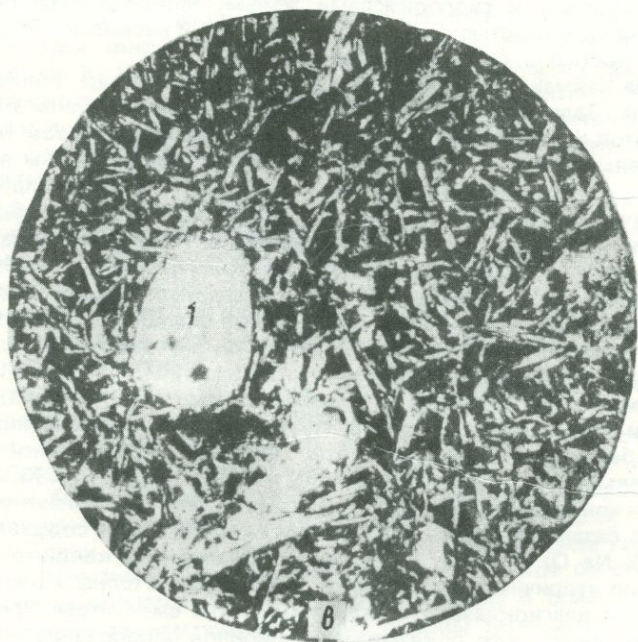
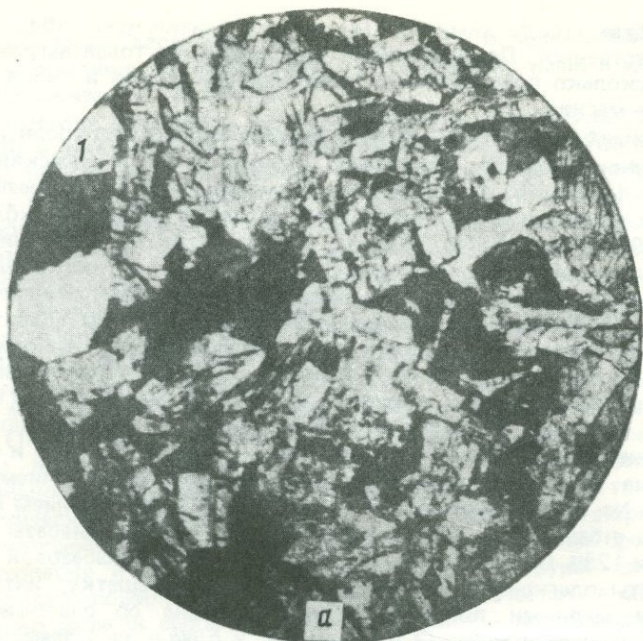
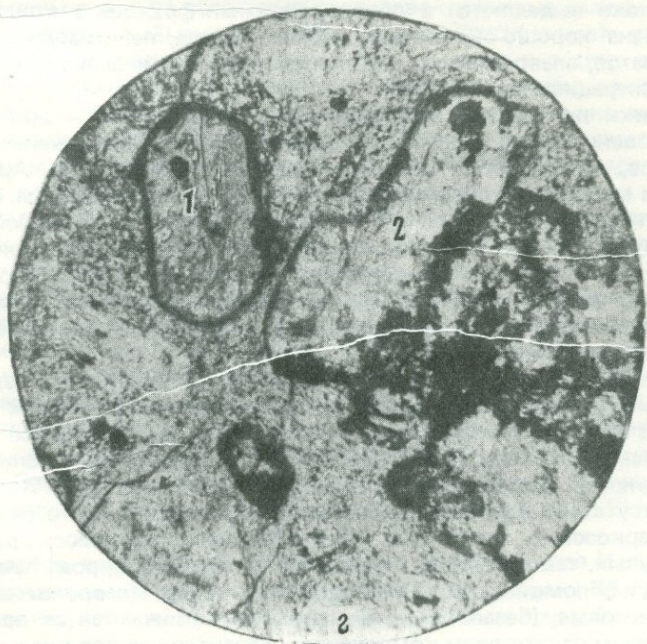


Рис. 2. Микрофотографии шлифов
а — габбро-диабаз с идиоморфными кристаллами кварца (1). Николи II, увел. 40. Желоб Пуэрто-Рико, шлиф 1179-2; б — серпентинит брекчированный с пластчатыми кристаллами бастита (1). Николи II, увел. 40. Хребет Кайман, шлиф 1239-7; в —



базальт с оплавленными включениями плагиоклаза (1). Николи II, увел. 20. Хребет Кайман, шлиф 1258-3; 2 — андезит с опациitized и измененными включениями роговой обманки (1) и плагиоклаза (2). Николи II, увел. 20. Желоб Кайман, шлиф 1259-4

На днище желоба Кайман вместе с базальтами собраны и средние по составу породы, представленные андезитами (ст. 1259). Для них характерна сериально-порфировая структура с большим количеством (около 60%) фенокристов разного размера — от сотых долей до 3 мм (рис. 2, з). В основном (до 70%) фенокристы состоят из зональных широких призм плагиоклаза (Al_{40-50}) в различной степени измененных—пелитизированных, карбонатизированных, иногда серпентинизированных и хлоритизированных. Более сильные изменения наблюдаются в центральной части призм. Меньшая часть вкрапленников (около 30%) полностью замещена кальцитом и серпентином, вокруг которых развита черная каемка (опацитовая) магнетита и гидрогётита. По форме эти вкрапленники отличаются от плагиоклазовых. Большинство из них по форме характерны для роговой обманки. Незначительная часть похожа на идиоморфные срезы оливина. Однако реликтов первичных минералов не обнаружено. Базис породы представлен мелко- и микрoзернистой массой полевошпатового состава с хлоритизированными участками. По химическому составу порода отвечает типичному андезиту (см. табл. 1, обр. 17).

На хребте и в желобе Кайман, кроме магматических пород, обнаружены многочисленные обломки разнообразных по составу осадочных и метаморфизованных пород. Среди изученного каменного материала встречаются конгломераты, песчаники, алевролиты, известняки, сланцы, мраморы. Следует хотя бы кратко рассмотреть обломочные породы, так как они в какой-то степени отражают состав магматического фундамента.

Конгломераты встречены на станции 1239. Галька в конгломератах хорошо окатанная, состоит из базальтов и алевролитов. Алевролитовые гальки плохо выделяются в породе. Песчаная фракция в конгломерате представлена хорошо окатанными зернами кварца, пелитизированных полевых шпатов, алевролитов и аргиллитов. Некоторые зерна кварца окружены регенерационной каемкой.

Песчаники по составу подразделяются на два типа — аркозовые и граувакковые (базальтоидные). На хребте Кайман обнаружены оба типа песчаников, во впадине Кайман — только граувакковые. Аркозовые песчаники массивные темно-серые или зеленовато-серые породы. Песчаная и алевролитовая фракция в них состоит из окатанных в разной степени зерен кварца (20—50%), пелитизированных и серицитизированных полевых шпатов, измененных эффузивов, полностью хлоритизированных и серицитизированных частиц. Цемент обычно базального типа, мелко- и микрoзернистый, с включениями кубиков пирита и гидрогётитовых псевдоморфоз по нему.

Химический состав (см. табл. 1, обр. 18, 19) отражает повышенное содержание в аркозовых песчаниках компонентов, присущих кислым и средним магматическим породам. Так, кремнезем содержится от 63 до 74%, что намного больше, чем в базальтах. В то же время содержание магния приближается к "базальтовым" концентрациям (6,03% MgO). Характерно полное отсутствие карбонатов. Эти данные указывают на то, что формирование аркозовых песчаников хребта Кайман определялось размывом как основных, так средних и кислых магматических пород. Кроме того, в них есть и обломки терригенных осадочных пород (алевролитов).

Граувакковые (базальтоидные) песчаники отличаются от аркозовых почти полным отсутствием компонентов, характерных для кислых и средних пород. В них существенно преобладают угловатые зерна сильно измененных гиалобазальтов и базальтов, смектитовые и гидрогётитовые частицы. Цемент представлен зеленоватой хлорито-смектитовой массой.

Химический состав образца песчаника из северной части желоба Кайман (впадина Орьенте, ст. 1266) показывает на преимущественно базальтовую и андезитовую природу оболочечного материала, слагающего песчаник (см. табл. 1, обр. 20). Интересно отметить, что местоположение станции — близость к островному склону Кубы — не повлияло на "раскисление" терригенного материала песчаников, следовательно, снос оттуда кислого материала песчаной размерности был небольшим.

Алевролиты так же, как и песчаники, по составу подразделяются на два типа — аркозовые и граувакковые (базальтоидные). Если в первых содержание кремнезема колеблется в пределах 61—73% (см. табл. 1, обр. 21—23), то во вторых оно более стабильно — 45—48% (обр. 24, 25). Это отражает степень участия в алевролитах магматов кислых и основных магматических пород хребта Кайман.

В отличие от песчаников алевролиты северной части желоба Кайман (впадина Орьенте) имеют аркозовый состав. Иногда в них высокое содержание калия (до 3,80% K_2O) при низком содержании магния и кальция (обр. 23). В алевролитах отмечается хорошая слоистость, присутствуют тонкие прослои песчаников и аргиллитов, тонкие слои, обогащенные бурым органическим (?) веществом и пиритом. Нередко алевролиты брекчированы и разбиты перекрещивающейся системой трещин, выполненных кальцитом.

Осадочные породы хребта и желоба Кайман несут следы метаморфических преобразований. Это выражается в грануляции зерен, в перекристаллизации цемента, который нередко имеет характер гранобластового. Наиболее тонкие по размерности зерен породы — аргиллиты иногда превращены в алевро-пелитовые хлоритово-глинистые сланцы, обнаруженные на хребте Кайман (ст. 1258). В них присутствуют угловатые частицы полевых шпатов, листочки слюды, хлорита и редкие округлые дисковидные включения, представляющие собой, возможно, реликты диатомей. Судя по составу обломочных осадочных пород, можно заключить, что в строении хребта Кайман значительное место принадлежит кислым и средним магматическим породам, образцы которых при драгировках почему-то встречаются намного реже, чем образцы основных и ультраосновных пород. Аналогичное заключение по желобу Кайман сделать пока нельзя, так как сюда обломочный материал кислого состава мог поступать как с окружающих подводных хребтов, так и с островов.

Приведенные выше новые данные подтверждают в основном имеющиеся представления о составе пород фундамента глубоководных желобов Пуэрто-Рико, Кайман и хребта Кайман. Фундамент желобов сложен серпентинизированными перидотитами, серпентинитами и базальтами.

Для сравнения общих особенностей состава наземных и подводных магматических пород составлены гистограммы распределения главных окислов (рис. 3). Для подводных пород использованы данные 72 анализов из желобов Пуэрто-Рико, Кайман, Хребтов Авес, Беата, Кайман, поднятия Никарагуа и Венесуэльской котловины [9, 11, 12, 21] и наши данные.

По островам восточной части Карибского моря, включая Мало-Антильскую островную дугу, взята выборка из 126 аналогов [8, 10]. Следует отметить, что в эти выборки не включены перидотиты и серпентиниты.

Как видим (см. рис. 3), гистограммы распределения большинства окислов в подводных и островных магматических породах различны. В островных эффузивах вариации в содержаниях окислов более широкие, чем в

подводных. Исключение составляет лишь TiO_2 , для которого характерны обратные соотношения.

Большой размах вариаций химических составов в островных эффузивах и отсутствие хорошо выраженных мод на гистограммах, видимо, свидетельствуют о непрерывных вулканических сериях. Однако данные по отдельным островам Мало-Антильской дуги показывают, что здесь имеются и контрастные серии [8]. Это хорошо видно по гистограммам распределения SiO_2 на островах Гренада и Доминика.

Подводные магматические породы более дискретны по составу. На гистограмме распределения SiO_2 среди базальтов видны две хорошо выраженные моды, отвечающие толеитовым и щелочным оливиновым базальтам. Дискретность составов подводных базальтов подтверждается гистограммами распределения Na_2O и K_2O .

Хорошо различаются между собой подводные и островные магматические породы на гистограмме распределения Al_2O_3 . Для подводных базальтов и габбро в целом характерны более высокие концентрации Al_2O_3 , в них проявляется анортзитовая тенденция дифференциации, отмеченная в желобе Кайман и на хребте Авес. Подводные магматические породы отличаются и более высокими содержаниями титана, железа и кальция, тогда как содержания натрия и калия в них намного ниже, чем в островных породах.

В связи с известными представлениями о зональности островодужного вулканизма [15] интересно рассмотреть в этом плане данные по Карибскому региону.

Анализируя данные о химическом составе магматических серий островов Мало-Антильской дуги некоторые исследователи [8, 22] обнаружили, что существует определенная зональность в таком составе. В южной части дуги, примыкающей к континентальному склону Южной Америки, но отделенной от него глубинными разломами, развиты более щелочные магматические серии, а в северной части дуги — менее щелочные и толеитовые серии. В средней части дуги преобладают промежуточные щелочно-земельные серии. Эта закономерность в изменениях химического состава хорошо иллюстрируется диаграммой $Na \pm K_2O-SiO_2$ (рис. 4), составленной по средним составам магматических серий трех островов Мало-Антильской дуги и расположенных в разных ее частях: о-ва Гренада — в южной, о-ва Доминика — в средней и Сент-Киттс — в северной. Указанные особенности составов магматических пород, видимо, объясняются разными глубинами выплавления в разных частях дуги. В южной части, где на погружающуюся под островную дугу океаническую плиту оказывает влияние толстая континентальная кора, глубины выплавления, очевидно, больше, чем в северной и средней. Большое значение в развитии магматических серий островов имеет кристаллизационная дифференциация, полные проявления которой приводят к формированию пород от основного до кислого ряда с унаследованием ими уровня щелочности—щелочнoземельности первичного расплава.

Некоторые исследователи приходят к выводу также и о литеральной неоднородности состава первичного субстрата, полагая, что в северных и средних частях Мало-Антильской дуги верхняя мантия была обеднена щелочными и некоторыми рассеянными элементами [8]. Существует мнение и о большом значении процессов ассимиляции вмещающих пород и контаминации магмы [22]. Данные по отношению $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,7048 — в южной и 0,7038 — в северной частях дуги) свидетельствуют о большем влиянии континентальной коры на состав магматических пород вблизи

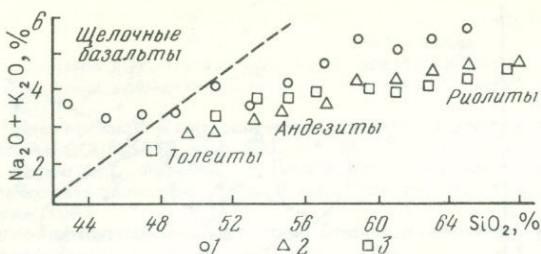


Рис. 4. Диаграмма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ для магматических пород островов Мало-Антильской дуги [8]

1 — о-в Гренада, 2 — о-в Доминика, 3 — о-в Сент-Киттс

Южной Америки. Очевидно, указанные выше процессы ассимиляции и контаминации и латеральная неоднородность мантии имеют место, но основными все же являются процессы разноглубинного выплавления магм и последующая их кристаллизационная дифференциация, приведшие к формированию магматической зональности на островах Мало-Антильской дуги.

Таким образом, выясняется, что вдоль меридиональной (продольной) оси Мало-Антильской дуги существует зональность в составах магматических пород, связанная, видимо, с разными глубинами выплавления магмы. В то же время неясно, существует ли аналогичная зональность в поперечном направлении. Данных для ответа на этот вопрос очень мало. Размеры островов не позволяют, видимо, найти зависимость в составе магматических пород от глубины залегания сейсмофокальной зоны. Сведения же о подводном магматизме в прилегающих к островам районах весьма ограничены.

Также очень мало данных о химическом составе подводных магматических пород в более удаленных районах. На некоторых положительных подводных морфоструктурах обнаружен большой спектр составов магматических пород (от ультраосновных и основных до кислых). Это обстоятельство, а также особенности тектоники позволяют некоторым исследователям полагать, что магматизм на таких структурах (хребты Кайман, Авес) формировались под влиянием субдукции [18]. Такая как, например, в желобе Кайман, где известны лишь ультраосновные породы и базальты, происходит спрединг и формирование океанической коры. Петрохимические данные в общем не противоречат этим представлениям. Однако следует отметить, что химический состав базальтов желоба Кайман отличается более высоким уровнем щелочности, особенно по содержанию натрия. Возможно, что частично это обусловлено вторичными процессами (гальмиролизом, спилитизацией), но, скорее всего, и первичные выплавки здесь были более щелочными, чем в океанических рифтовых зонах. На диаграмме $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (рис. 5) видно, что в желобе Кайман существуют две дискретные группы базальтов — однородная толеитовая и разнородная — щелочная. Наличие толеитовых и щелочных базальтов характерно также для желоба Пуэрто-Рико и хребта Беата. Замечено, что щелочные базальты в желобе Пуэрто-Рико развиты на более высоких гипсометрических уровнях по сравнению с толеитами [4].

На хребте Беата щелочные базальты развиты в средней его части (скв. 151), а толеиты — в южной (скв. 153). Причем первые также занимают

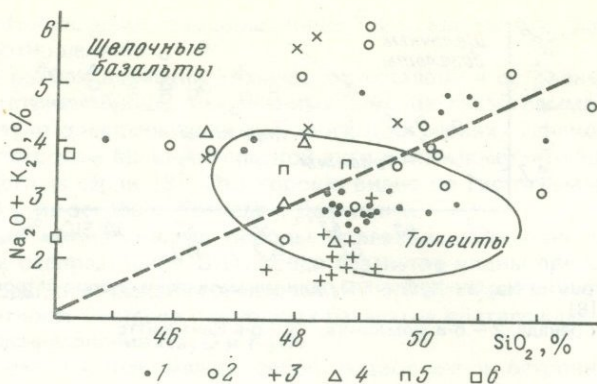


Рис. 5. Диаграмма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ для базальтов подводных структур
 1 — желоб Пуэрто-Рико, 2 — желоб Кайман, 3 — Венесуэльская котловина, 4 — хребт Беата, 5 — поднятие Никарагуа, 6 — хребт Авес. Оконтурировано поле развития неизмененных базальтов океанских плит [5]

более высокое гипсометрическое положение, чем вторые. Возможно, что в данных случаях щелочные базальты моложе толеитовых, и их становление связано с более глубокой системой разломов. Щелочные базальты желоба Пуэрто-Рико так же, как и базальты желоба хребта Кайман, высоко натровые, что, вероятно, объясняется их спилитизацией.

В Венесуэльской котловине, судя по двум скважинам глубоководного бурения (скв. 146, 150), развиты толеиты, близкие к океаническим.

На поднятии Никарагуа (скв. 152) и на хребте Авес базальты щелочные. Базальты (диабазы) хребта Авес отличаются низкой кремнеземистостью и высокой глиноземистостью и кальциевостью, что характерно для анортозитового типа дифференциации. Собранные здесь андезиты и граниты высококальциевые (5, 12 и 2,32% K_2O соответственно). Характерно, что высококальциевые андезиты и шошониты имеются и на о-ве Пуэрто-Рико [13]. Предполагается, что они возникли в зоне меловой субдукции.

Геофизические данные свидетельствуют о том, что породы, слагающие земную кору Карибской плиты, отличаются от типичной океанической коры меньшими сейсмическими скоростями, а от континентальной коры — меньшей мощностью (см. рис. 1). Это позволяет многим исследователям полагать, что здесь развит промежуточный (переходный) тип земной коры.

Приведенные выше данные о составе магматических пород свидетельствуют о том, что глубинное строение Карибской плиты сложное. С одной стороны, она обладает магматизмом, характерным для океанических областей (котловины и желоба), с другой — в ней имеются морфоструктуры (хребты и поднятия), которые обладают чертами магматизма, свойственного Мало-Антильской островной дуге. Очевидно, это отражает сложный характер геодинамического взаимодействия Карибской плиты с Атлантической в условиях близрасположенного Южно-Американского континента.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Валяшко Г.М., Ельцина Г.Н., Литвин В.М.* Геолого-геофизическая характеристика основных структурных элементов Мексикано-Карибского региона. — Тр. ИОАН СССР, 1975, **100**.
2. *Ломова О.С.* Пальгорскиты и сепиолиты как индикаторы геологических обстановок. — Тр. ГИН АН СССР, 1979, вып. 336.
3. *Финько В.И., Корин И.З., Формель-Кортин Ф.* Об обнаружении на Кубе минералов группы сепиолита-пальгорскита. — В кн.: Геология полезных ископаемых Кубы. М.: Наука, 1967.
4. *Харин Г.С.* Региональные вариации в составе базальтов ложа Атлантического океана. — Вулканология и сейсмология, 1979, № 5.
5. *Шараськин А.Я., Куренкова Н.А., Дмитриев Л.В.* Магматизм основных структурно-тектонических областей. — В кн.: Океанология. Геофизика океана. М.: Наука, 1979, т. 1.
6. *Чернышова В.И., Силантьев С.А.* Глаукофановые сланцы желоба Пуэрто-Рико. — ДАН СССР, 1977, **237**, № 4.
7. *Bowen C.O., Nalwalk A.J., Hersey J.B.* Serpentinized peridotite from the north wall of the Puerto Rico trench. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1966, vol. 77, N 3.
8. *Brown G.M., Holland J.G., Sigurdsson H., Tomblin J.F., Arculus R.J.* Geochemistry of the Lesser Antilles volcanic island arc. — Geochim. et cosmochim. acta, 1977, vol. 41, N 6.
9. *Chase R.L., Hersey J.B.* Geology of the north slope of the Puerto Rico trench. — Deep-Sea Res., 1968, vol. 15, N 3.
10. *Donnelly T.W., Melson W., Kay R., Rogers J.J.W.* Basalts and dolerites of Late Cretaceous age from the central Caribbean. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1973, vol. 15.
11. *Edgar N.T., Saunders J.B.* Initial Reports of the DSDP. Wash., 1973, vol. 15.
12. *Fox P.J., Schreiber E., Heezen B.C.* The geology of the Caribbean crust: Tertiary sediments, granitic and basic rocks from the Aves Ridge. — Tectonophysics, 1971, vol. 12, N 2.
13. *Jolly W.T.* Potassium-rich igneous rocks from Puerto Rico. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1971, vol. 82, N 2.
14. *Tomblin J.E.* The Lesser Antilles and Aves Ridge. — In: The Ocean basing and margins. N.Y., 1975.
15. *Kuno H.S.* Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. — Bull. Volcanol., 1966, vol. 29.
16. *Nagle F., Erlich R.N., Canori C.J.* Caribbean dredge haul compilation: summary and implication. — Geol. en mijnbouw, 1978, vol. 57(2).
17. *Nalwalk A.J.* Geology of a portion of the north wall of the Puerto Rico Trench. — Tectonophysics, 1969, N 8.
18. *Perfit M.R., Heezen N.C.* The geology and evolution of the Cayman Trench. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1978, vol. 89, N 8.
19. *Perfit M.R.* Petrology and geochemistry of mafic rocks from the Cayman Trench: evidence for spreading. — Geology, 1977, vol. 5, N 2.
20. *Santamaria F., Schubert C.* Geochemistry and geochronology of the southern Caribbean-northern Venezuela Plate boundary. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1974, vol. 85, N 7.
21. *Shido F., Miyashiro A., Ewing M.* Basalts and serpentinite from the Puerto Rico Trench. — Mar. Geol., 1974, vol. 16, N 4.
22. *Westercamp D.* Evolution des series volcaniques de Martinique (FM 1) et des arcs insulaires des Petites Antilles, dans leur contexte structural. — GUA Pap. Geol. Ser. 1, 1977, N 9.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
<i>В.И. Федорченко, Б.Н. Пискунов.</i> Соотношение андезитового вулканизма с земной корой и верхней мантией	5
<i>А.А. Маракушев</i> Метаморфизм в связи с развитием земной коры. островных дуг	20
<i>В.А. Кутолин.</i> Перекристаллизация вещества верхней мантии в зонах Беньюфа и ее петрологические и металлогенические следствия	28
<i>А.В. Колосков, С.А. Хубуняя.</i> Об анортзитовой тенденции в ходе эволюции вулканизма островных дуг	41
✓ <i>А.В. Колосков.</i> Интрузивные тела как возможные индикаторы геодинамического режима островных дуг	61
<i>Ю.П. Масуренков.</i> Закономерности распределения вулканов в зонах островных дуг	80
<i>Ю.И. Дмитриев.</i> Островодужные черты в базальтах глубоководных желобов	99
<i>А.М. Борсук, Ю.С. Геншафт, А.А. Цветков.</i> Магматизм в эволюции Алеутской островной дуги.	116
✓ <i>И.Н. Говоров, Г.И. Говоров.</i> Калиевые вулканические серии островных дуг.	142
— <i>А.А. Цветков.</i> Щелочной базальтовый магматизм островных дуг северной части Тихого океана	161
<i>Э.И. Пополитов, О.Н. Волынец.</i> Геохимия четвертичных вулканических пород Камчатки и Курил (типы серий, распространение, генезис)	192
<i>А.Я. Шараськин, Г.С. Закариадзе.</i> Особенности развития магматизма при формировании котловин и островных дуг Филиппинского моря	210
<i>Б.Г. Лутц, Э.И. Пополитов.</i> Первичная природа метаморфических пород о-ва Яп в Тихом океане	221
<i>Г.С. Харин.</i> Сравнительная характеристика подводного и наземного магматизма восточной части Карибского бассейна.	228

Соотношение андезитового вулканизма с земной корой и верхней мантией. Федорченко В.И., Пискунов Б.Н. — В кн.: Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982.

Показано, что четкая дискретность составов океанических и островодужных вулканических серий, а также выносимых ими включений свидетельствуют, что состав магмопроизводящих субстратов этих серий и условия их выплавления отличаются. Устанавливаемые геофизическими методами: близкие глубины залегания магматических очагов вулканов островных дуг и океанов (50–60 км) не свидетельствуют о единой природе вулканизма этих принципиально различных глобальных структур Земли. В генерации и эволюции островодужных магм большую роль играют перегретые глубинные флюиды, в частности вода. Тесная корреляция содержаний калия, рубидия, стронция с глубиной залегания под островными дугами сейсмофокальных зон не может служить указанием на приуроченность областей плавления к этим зонам, а лишь свидетельствует об увеличении глубин первичных очагов при удалении от океана и, возможно, дифференциальной щелочности восходящих потоков горячих флюидов, усиленно отделяющихся от вещества верхней мантии в областях гипоцентров землетрясений.

Библиогр., 10 назв.

УДК 550.93

Метаморфизм в связи с развитием земной коры островных дуг. Марк у ш е в А.А. — В кн.: Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982.

Эвгеосинклинальные подвижные зоны в системах островных дуг и континентальных окраин на претерогенной стадии их развития во многом сходны с океаническими структурами: их офиолитовые формации отличаются от "эмбриональных" (по Х. Хессу) офиолитовых формаций океанических хребтов только большей мощностью и более интенсивным проявлением в них дислокаций и натриевого метаморфизма I типа. Однако в геосинклиналях вулканизм сопровождается накоплением мощных толщ терригенных (глинистых) отложений, что определяет специфичность дальнейшего (орогенического) развития складчатых поясов с формированием гранито-гнейсового слоя земной коры, отсутствующего в океанах. При этом возникают коровые магматические очаги, порождающие андезитовый магматизм в вулканической фации и гранитный магматизм в плутонической, а также широкое развитие аллохимической мигматизации слоистых толщ и связанного с ней метаморфизма II типа. Интенсивное метаморфическое разуплотнение глубинных зон ведет к орогеническому воздыманию и глубокой эрозии складчатых поясов, вскрывающей плутонические формации магматических и метаморфических горных пород.

Ил. 5, библиогр. 16 назв.

УДК 550.41:552.11:553:21

Перекристаллизация вещества верхней мантии в зонах Бенъофа и ее петрологические и металлогенические следствия. К у т о л и н В.А. — В кн.: Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982.

Ультраосновные нодулы в лавах Авачинского вулкана, которые рассматриваются как ксенолиты вещества верхней мантии, отличаются рядом особенностей структуры от аналогичных нодул в базальтах внутриконтинентальных районов. Они несут многочисленные следы сильных и неоднократных деформаций, причем не только пластических, но и хрупких. Это объясняется более интенсивной деформацией и перекристаллизацией пород верхней мантии под островными дугами в зонах Бенъофа по сравнению с верхней мантией континентальных районов. Показано, что интенсивная деформация и перекристаллизация мантийного субстрата должны способствовать отделению рассеянных капель магматического расплава и примесных рудных компонентов от силикатного вещества мантии и их последующей сегрегации. Предполагается, что это обстоятельство является одной из причин широкого проявления вулканических пород и разнообразных рудных месторождений в пределах островных дуг.

Ил. 7, библиогр. 33 назв.

Об анортозитовой тенденции в ходе эволюции вулканизма островных дуг. Колосов А.В., Хубуная С.А. — В кн.: Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982.

Рассмотрены некоторые закономерности проявления неконтинентальных анортозитов в пределах островных дуг и близких к ним структурах западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Появление полнокристаллических пород анортозитового состава в этих структурах — закономерный результат эволюции высокоглиноземистых расплавов, химизм которых определяется особенностями состава плавящегося меланократового фундамента.

Табл. 3, ил. 8, библиогр. 58 назв.

Интрузивные тела как возможные индикаторы геодинамического режима островных дуг. Колосов А.В. — В кн.: Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982.

Структурный анализ интрузивных тел позволяет рассматривать их как индикаторы геодинамического режима в пределах отдельных структурных зон. На примере Камчатки рассматриваются особенности геодинамической обстановки трех стадий островодужного развития региона: 1) офиолитовой, 2) андезито-диоритовой и 3) порфировой. Первая стадия характеризуется пестрым чередованием зон горизонтального сжатия и растяжения, вторая — наличием парных поясов: вулканотектонических (с обстановкой растяжения) и сейсмостектонических (с обстановкой сжатия); для третьей стадии на большей части рассматриваемой территории характерны условия растяжения земной коры и сводово-глыбовые поднятия региона.

Ил. 7, библиогр. 49 назв.

Закономерности распределения вулканов в зонах островных дуг. Масуренков Ю.П. — В кн.: Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982.

Локальная зональность распределения вещества вулканитов на поверхности отражает зональное строение области магнообразования. Ее корреляция с тектоникой свидетельствует о принадлежности тектоно-магматических процессов к единой динамической системе. Эта система в применении к вулканическому центрум интерпретируется как пульсирующий поток эндогенного вещества и энергии, локализованный в виде элементарной самостоятельно развивающейся ячейки.

Табл. 2, ил. 6, библиогр. 29 назв.

Островодужные черты в базальтах глубоководных желобов. Дмитриев Ю.И. — В кн.: Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982.

Петрографическое и петрохимическое изучение базальтов океанического склона Центрально-Американского желоба и сравнение их с базальтами сопредельных структур Тихого океана, других глубоководных желобов и островных дуг показало, что базальты желобов имеют состав промежуточный между составами базальтов океанского ложа и островных дуг. Это может свидетельствовать о том, что базальтовые породы внешней зоны глубоководных желобов образовались в ходе формирования этих структур, а не были механически транспортированы сюда в процессе движения литосферных плит.

Табл. 8, ил. 5, библиогр. 24 назв.

Магматизм в эволюции Алеутской островной дуги. Борсук А.М., Генштафт Ю.С., Цветков А.А. — В кн.: Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982.

На Командорских островах, являющихся крайним западным сегментом Алеутской островной дуги, на основании геолого-петрографических и радио-

логических данных установлены следующие магматические формации: 1) базальт-риолитовая, контрастная (олигоцен), 2) базальт-трахидолеритовая (нижний миоцен), 3) диорит-гранитоидная, вулканоплутоническая (поздний миоцен — ранний плиоцен). На Алеутских островах к ним добавляется андезитовая формация четвертичного возраста. Каждая формация отвечает определенному этапу в развитии Алеутской островной дуги.

Табл. 5, ил. 5, библиогр. 70 назв.

УДК 552.313+550.42 (571.64)

Калиевые вулканические серии островных дуг. Говоров И.Н., Говоров Г.И. — В кн.: Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982.

На основании изучения петрохимии и геохимии вулканических пород островов Итуруп, Кунашир, Шикотан и представительной коллекции образцов, драгированных с подводных возвышенностей шельфа Большой Курильской гряды, хребтов Витязь и Пегас, рассмотрены особенности пространственного распределения калия в вулканических сериях Курильской островной системы. Наряду с ранее известными петрохимическими зонами (Западной и Главной) выделена Мало-Курильская зона развития калиевых серий толеитового и щелочного типов, установлены вулканические комплексы мантийного и субкорового происхождения, показано отсутствие связи между щелочностью и калиевостью эффузивов и глубиной залегания сейсмофокальной зоны. Высказывается предположение о возникновении магм с повышенным содержанием натрия и калия в зонах глубинных разломов субвертикального падения, слушающих каналами циркуляции интрателлурических щелочносодержащих флюидов.

Табл. 4, ил. 2, библиогр. 23 назв.

УДК 551.35 (267.6)

Щелочной базальтовый магматизм островных дуг северной части Тихого океана. Цв е т к о в А.А. — В кн.: Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982.

Рассматриваются петролого-геохимические особенности магматических пород впервые выделенной на Курильских островах шошонитовой формации и обсуждаются петрогенетические и тектонические предпосылки ее образования. Установлено, что породы формации расположены на обращенной к океану стороне Курильской дуги, что противоположно обычному положению шошонитовых ассоциаций в современных островных дугах Тихого океана и образовались 50—68 млн. лет назад из одного магматического расплава состава высококалиевого базальта в процессе его дифференциации и фракционирования. Сделан вывод о возможности рассматривать появление шошонитовых формаций в островных дугах как индикатор "степени зрелости" континентальной коры, формирующейся в "фундаменте" дуги. Применительно к Курильской островной дуге показано, что ее залегание происходило позже образования пород шошонитовой формации, что свидетельствует об энсиаличности ее "фундамента".

Табл. 6, ил. 5, библиогр. 129 назв.

УДК 550.4:551.2

Геохимия четвертичных вулканических пород Камчатки и Курил (типы серий, распространение, генезис). Пополитов Э.И., Вольнец О.Н. — В кн.: Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982.

Изучено распределение Na, K, Rb, Li, F, B, Be, Ba, Sr, Ni, Co, V, Zn, Cu, Nb, Ta, Zr, Hf, La, Ce, Nd, Y, Yb в четвертичных вулканических породах Курило-Камчатского региона. Для пород основного состава изучено также распределение Cr, Ti, P, Pb, Sn, Ga. Среди пород с одинаковым уровнем кремнекислотности выделяются серии с низким, умеренным и повышенным содержанием K, Rb и других литофильных редких элементов. Для пород конкретных вулканических построек наблюдается унаследованность геохимических особенностей состава от наиболее основных разновидностей до кислых. В распределении разных по щелочности серий вулканитов устанавливается поперечная по отношению к океану зональность. Предполагается, что формирование основ-

ных и кислых расплавов связано с плавлением предварительно "гранитизированного" вещества верхней мантии и низов меланократового фундамента под влиянием флюидных потоков, которые возникают в зоне субдукции и в результате различных фазовых переходов.

Табл. 5, ил. 7, библиогр. 35 назв.

УДК 552:3; 551:24

Особенности развития магматизма при формировании котловин и островных дуг Филиппинского моря. Шараськин А.Я., Закариадзе Г.С. — В кн.: Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982.

Показано, что к числу наиболее важных закономерностей, определяющих особенности развития островных дуг, относятся: 1) чередование во времени циклов магматизма океанского и островодужного типа; 2) связь магм того и другого типа с различными в геохимическом отношении зонами вещества мантии, частичное плавление которого приводит к их генерации; 3) периодическое смещение фронта магматизма в направлении от континента к океану. Именно эти закономерности, непосредственно характеризующие динамику эндогенных процессов, а не только геофизические данные, на которых базируются все современные представления, должны быть учтены в первую очередь при разработке новых моделей геологического развития активных окраин океана.

Ил. 6, библиогр. 43 назв.

УДК 552.12

Первичная природа метаморфических пород о-ва Яп в Тихом океане. Лутц Б.Г., Пополитов Э.И. — В кн.: Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982.

Геохимический анализ метаморфических пород о-ва Яп позволяет отнести их к океаническим толеитам, претерпевшим региональный метаморфизм в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Япская островная дуга закладывалась на океаническом фундаменте, что, по-видимому, наиболее характерно для выдвинутых в океан современных островных дуг, хотя и не обязательно для всех островных дуг, которые могут закладываться на разнородном фундаменте и рассекать не только океаническое дно, но и континентальные материковые острова. Кристаллическое основание о-ва Яп представляет собой метаморфизованную океаническую кору, первоначально представленную в основном абиссальными толеитами.

Табл. 2, ил. 7, библиогр. 5 назв.

УДК 552.321 (234)

Сравнительная характеристика подводного и наземного магматизма восточной части Карибского бассейна. Харин Г.С. — В кн.: Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982.

Восточная часть Карибского бассейна обладает сложным тектоническим строением. Здесь выделяются дуги (Мало-Антильская и отмершие), глубоководные желоба (Пуэрто-Рико, Кайман), котловины (Гренадская, Венесуэльская, Колумбийская), подводные хребты и поднятия (Кайман, Беата, Авес, Никарагуа). Формирование магматических комплексов подводных структур началось в позднем мелу, а на островах, видимо, несколько раньше. Магматические комплексы островов более дифференцированы по составу, чем подводные. Вдоль оси Мало-Антильской дуги отмечается магматическая зональность, выражающаяся в том, что в южной части развиты щелочные комплексы, в центральной — щелочно-земельные, в северной — толеитовые. Вероятно, это связано с разными глубинами выплавления магмы. В подводных структурах магматическая зональность не обнаруживается, хотя положительные структуры обладают более дифференцированным магматизмом, чем котловины и желоба. В последних развиты сильно измененные серпентиниты, щелочные (натриевые) базальты и толеиты.

Табл. 1, ил. 5, библиогр. 22 назв.

**Магматизм и метаморфизм как индикаторы
геодинамического режима островных дуг**

*Утверждено к печати Комиссией АН СССР
по проблемам Мирового океана*

Редактор *Н.В. Знаменская*

Редактор издательства *Д.Д. Багдатлишвили*

Художник *В.Я. Батищев*

Художественный редактор *М.В. Версоцкая*

Технический редактор *Г.И. Астахова*

Корректор *О.А. Разуменко*

ИБ № 24161

Подписано к печати 13.07.82. Т-14018

Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1

Печать офсетная. Усл.печ.л. 15,8+0,5 вкл.

Усл.кр.-отт. 16,3. Уч.изд.л. 21,1

Тираж 800 экз. Тип. зак. 1294. Цена 3р. 50 к.

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

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

выходит из печати книга:

В.С. Самойлов, В.И. Коваленко.

Комплексы щелочных пород и карбонатов Монголии.

20 л. Зр. 60к.

Впервые приводится всестороннее описание позднемезозойских приповерхностных трахит-сиенит-латитовых магматических комплексов с радиометалльными карбонатитами и магнетит-апатитовыми породами, выявленными в последнее время на территории Монголии. Рассмотрены геологическое положение, петрография, минералогические особенности, петрохимия, геохимия редких элементов, рудоносность, поисковые критерии и происхождение пород всех щелочных комплексов. Формирование комплексов связывается с процессами последовательной карбонатизации пород мантии, либо базальтовой магмы и последующей глубокой кристаллизационной дифференциации трахитовой магмы в областях континентального рифтогенеза.

Книга рассчитана на геологов, изучающих подобные комплексы пород и связанные с ними полезные ископаемые.

Книги можно предварительно заказать в магазинах Центральной конторы "Академкнига", в местных магазинах книготоргов или потребительской кооперации без ограничений.

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 ("Книга-почтой"); 370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13; 320005 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24 ("Книга-почтой"); 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95 ("Книга-почтой"); 335009 Ереван, ул. Туманяна, 31; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 252030 Киев, ул. Пирогова, 2; 252142 Киев, проспект Вернадского, 79; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4 ("Книга-почтой"); 277001 Кишинев, ул. Пирогова, 28 ("Книга-почтой"); 343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1; 660049 Красноярск, проспект Мира, 84; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2 ("Книга-почтой"); 192104 Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; 199164 Ленинград, Таможенный пер., 2; 196034 Ленинград, В/О, 9 линия, 16; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72 ("Книга-почтой"); 103009 Москва, ул. Горького, 8; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 630076 Новосибирск, Красный проспект, 51; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22 ("Книга-почтой"); 142292 Пушкино Московской обл., МР "В", 1; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 ("Книга-почтой"); 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73; 700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 ("Книга-почтой"); 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 ("Книга-почтой"); 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 ("Книга-почтой"); 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 ("Книга-почтой").

3819

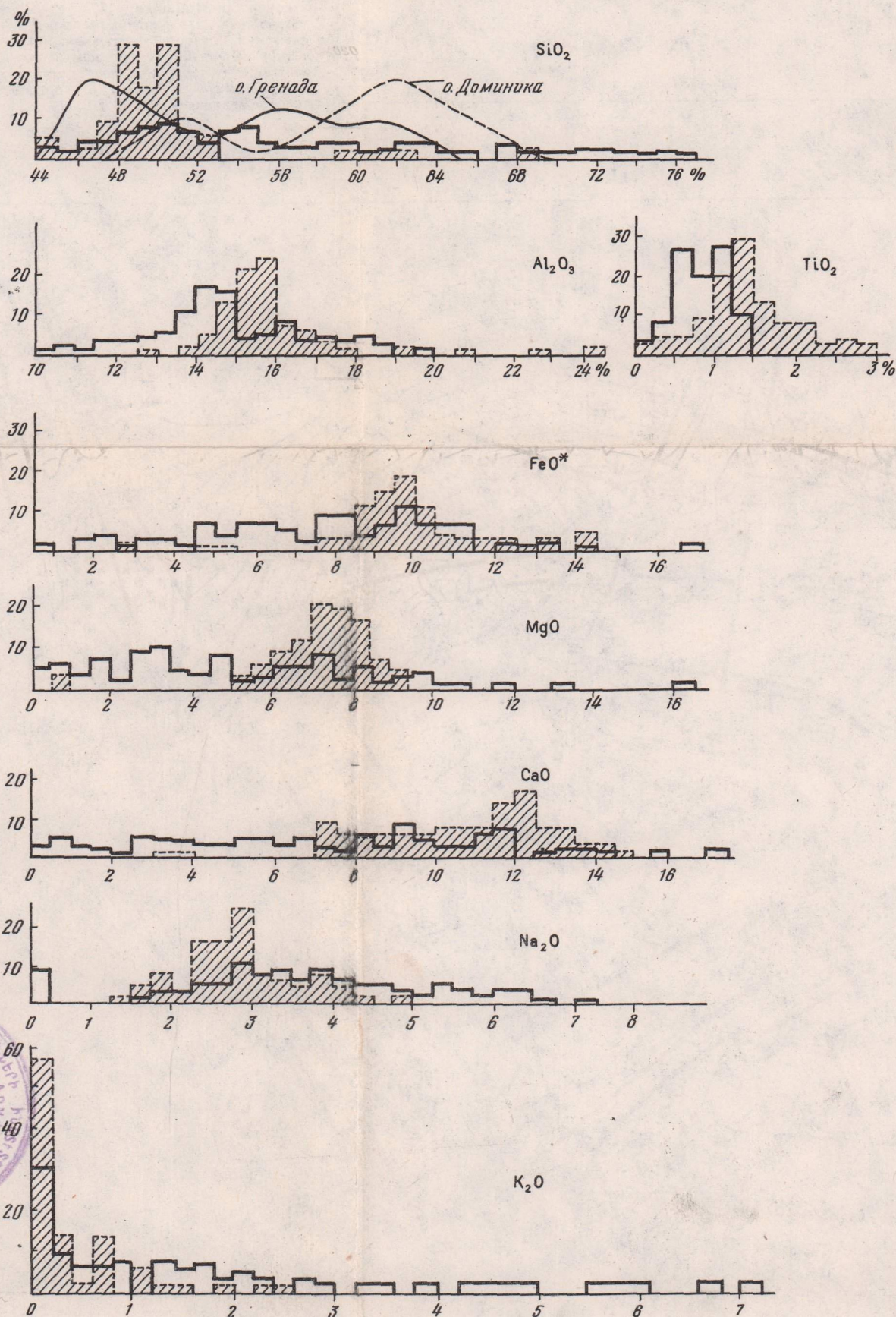
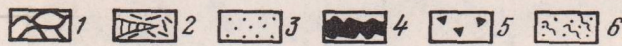
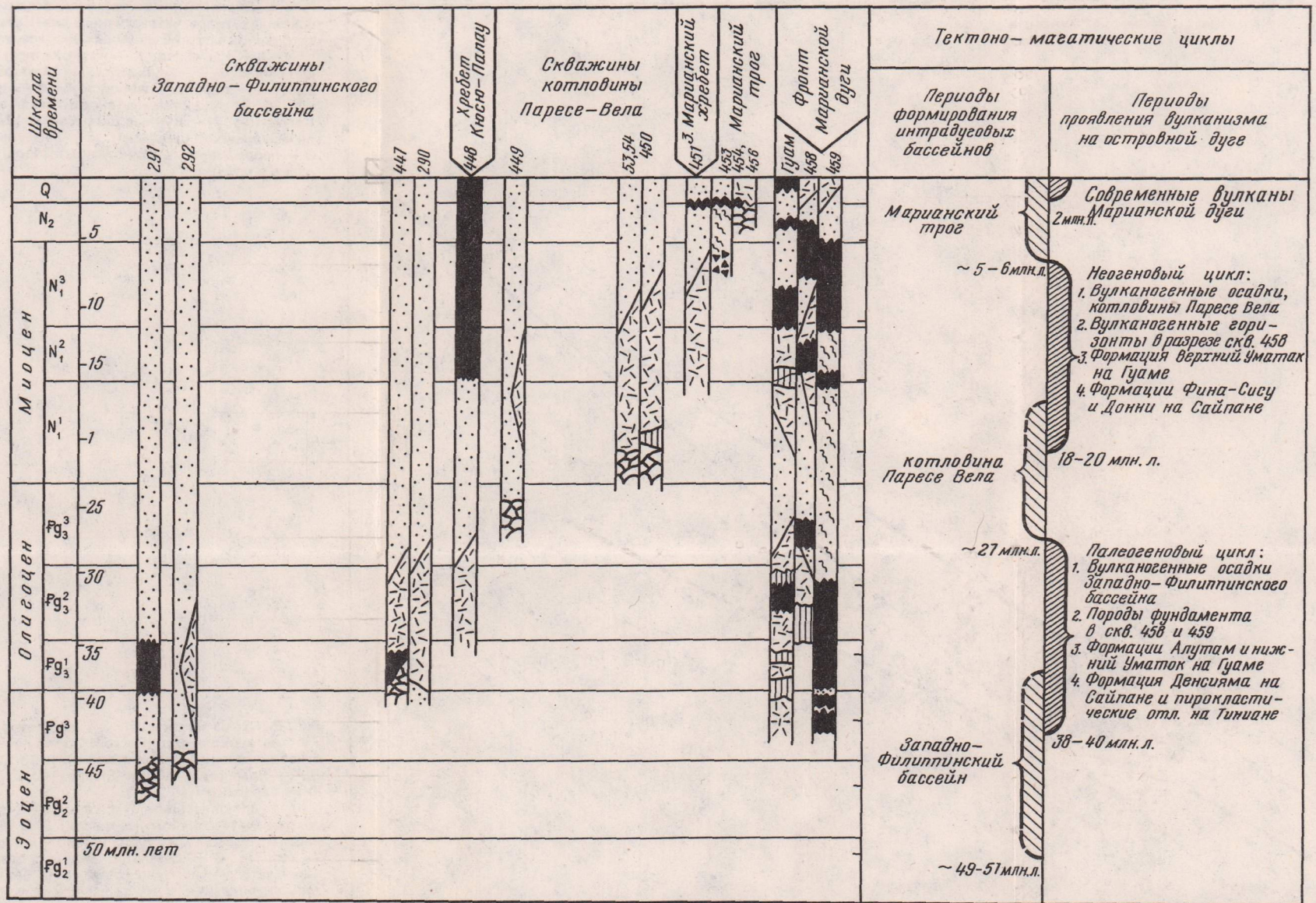


Рис. 6. Корреляция периодов магматизма в пределах котловин и на островных дугах Филиппинского моря

1 — возраст пород фундамента в пределах котловин; 2 — периоды отложения островодужных лав и пирокластики; 3 — периоды нормальной морской седиментации; 4 — перерывы в осадконакоплении; 5 — время образования брекчий скв. 453; 6 — турбидиты скв. 459

Рис. 3. Гистограммы содержаний породообразующих окислов в магматических породах. Сплошная ломаная линия — острова восточной части Карибского моря (126 анализов), пунктир и заштрихованная площадь — подводные структуры (72 анализа). Для SiO₂ дополнительно показаны гистограммы двух островов Мало-Антильской дуги по [8]



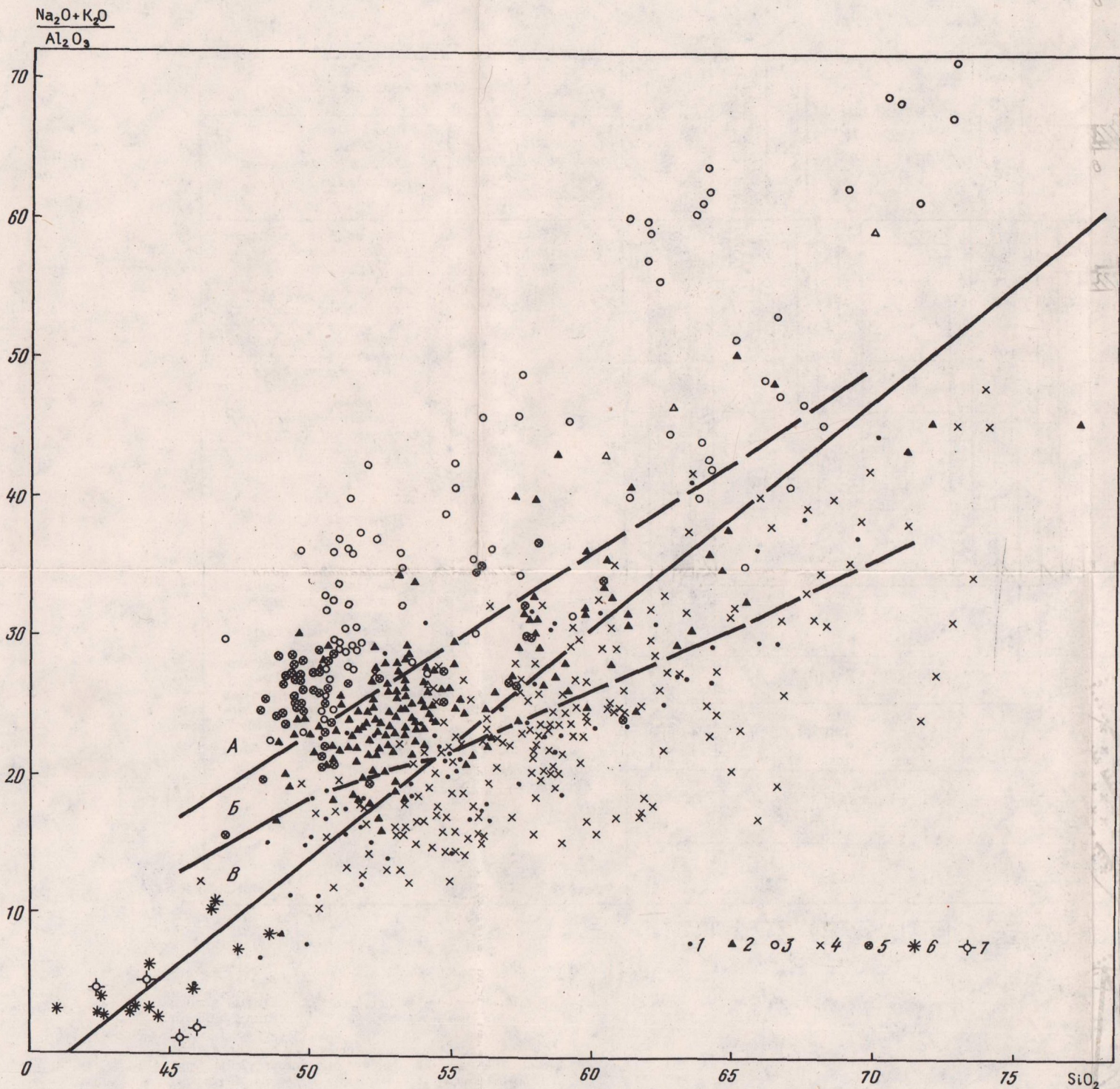


Рис. 1. Диаграмма коэффициент агпаитности — SiO_2 для основных типов четвертичных лав Качатки и Курил, анортитовых включений и лунных анортозитов
 1—3 — Камчатка: 1 — низкокальциевые, 2 — известкосо-щелочные и 3 — субщелочные образования; 4—5 — Курилы: 4 — породы Главной зоны, 5 — породы Западной зоны; 6 — существенно анортитовые включения в лавах Камчатки; 7 — лунные анортозиты [2]. Поля пород: А — пересыщенных щелочами, Б — умеренно глиноземистых, В — пересыщенных глиноземом. Сплошная линия — усреднения составов

Рис. 3. Схематическая структурно-петрографическая карта участка верховьев р. Китхой. Составлена А.В. Колосковым с использованием материалов О.Н. Волынца, О.Н. Егорова, В.А. Ермакова, Ю.П. Масуренкова, О.Б. Селягина, Ю.И. Харченко

1 — аллювиальные отложения; 2 — экструзии кислого состава четвертичного возраста; 3 — андезиты, андезитодациты, дациты и их туфы четвертичного возраста (вулкан "Купол"); 4 — базальты, андезито-базальты и их туфы нижнечетвертичного возраста; 5 — базальты, андезито-базальты, андезиты и их туфы алнейской серии (N_2-Q_1); 6 — андезито-базальты и андезиты паратунской свиты N_1 возраста; 7 — порфировидные габбро (N_1); 8 — габбро-диориты и диориты (N_1); 9 — элементы слоистости пород; 10 — элементы прототектоники: а — линейная, б — плоскостная ориентировка; 11 — геологические границы: а — установленные, б — предполагаемые; в — границы петрографических разностей интрузивных пород; 12 — тектонические нарушения: а — прослеженные (стрелкой показано залегание поверхности сместителя, черточка нанесены со стороны висячего блока), б — предполагаемые, в — скрытые под аллювием

