

Академия наук  
СССР



В.Г. Моисеенко, В.Г. Сахно

ГЛУБИННЫЕ ФЛЮИДЫ,  
ВУЛКАНИЗМ  
И РУДООБРАЗОВАНИЕ  
ТИХООКЕАНСКОГО  
ПОЯСА

Издательство ·Наука·

*Глубинные флюиды, вулканализм и рудообразование Тихоокеанского пояса.* Мойсеенко В.Г., Сахно В.Г. М.: Наука, 1982. 192 с.

В работе рассматриваются особенности вулканализма некоторых структур Тихого океана, зоны перехода и континентальной окраины. Авторами использован большой каменный материал, собранный во время океанологических экспедиций на различные острова Тихого океана, островные дуги западной части океана, окраинные моря, а также вулканические зоны Азиатского континента. Анализ особенностей магматизма сделан на формационной основе с использованием данных по петрологии, что значительно расширяет возможности генетического решения вопросов. В работе приводятся оригинальные данные по содержанию газовой компоненты и солевой состава включений в минералах вулканических пород. Особенности состава газов, их эволюция рассмотрены на фоне общих закономерностей вулканализма при переходе от структур Тихого океана через островные дуги к континенту. В этом же плане разобраны особенности рудной минерализации, связанный с определенными типами вулканических проявлений. Приведенные в монографии данные по составу газов и солей в породах получены с помощью современных методик.

Ил. 33. Табл. 40. Библ. 317 назв.

Ответственный редактор  
доктор геолого-минералогических наук  
А.Г. АБЛАЕВ

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Тихий океан и зона перехода к континенту – уникальное явление нашей планеты. Проблемы их строения и развития волнуют многих исследователей – геологов, геофизиков, геохимиков. Изучение этих структур имеет большое теоретическое и практическое значение. Достаточно отметить, что в пределах подвижного пояса известны крупнейшие месторождения золота, серебра, олова, меди, вольфрама, серы и других полезных ископаемых, расположенных по его периферии и на материковом обрамлении. Последнее десятилетие внимание геологов обращено к подводным частям океана и прибрежных морей, где открыты огромные площади с железо-марганцевыми концентрациями, отличающимися повышенным содержанием кобальта, ванадия, меди, никеля и др. [125]. На примере исследования вулканализма Тихого океана могут быть решены многие вопросы, имеющие теоретическое значение (эволюция вещества Земли, происхождение коры и океанов).

Число вулканов только в Тихом океане, по данным Г.У. Менарда [125], около 10 тыс., а извергнутый объем лав на дне значительно превышает объем материковых лав за всю историю Земли. Таким образом, вулканы могут быть поставлены не только в один ряд с наиболее крупными элементами дна океана, но их деятельность существенно влияет на формирование структуры Земли, на мощность океанической коры и т. д.

Учитывая широкое разнообразие проявления вулканализма, отличающееся структурно-фациальными условиями, составом, глубиной магмообразования, влиянием процессов гибридизма и ассиляции, зона перехода океан–континент на Азиатском отрезке представляет превосходный полигон для проверки наличия взаимосвязи флюидного режима, магматизма и рудообразования. Авторы делают попытку показать такую взаимосвязь на примере отдельных вулканических структур океана, вулканических дуг и окраины континента.

Главы I и VI этой работы написаны авторами совместно, главы II–IV – В.Г. Сахно и глава V – В.Г. Моисеенко. При написании отдельных разделов глав III и IV использовались материалы Ю.А. Мартынова, С.О. Максимова, В.К. Попова и Е.Д. Петраченко. В работе широко использованы силикатные анализы пород, которые были сделаны в лабораториях ДВГИ аналитиками З.С. Натаровой, Л.В. Недашковской, Ю.С. Чудаковой, С.П. Баталовой, Ж.А. Щека, Л.И. Козловой, а также в химлаборатории ДВТГУ. Кроме того, взяты анализы пород, выполненные А.Г. Пятковым и др. Приведенные в монографии анализы содержания малых и рудных элементов в минералах и породах выполнены Т.В. Сверкуновой, Т.В. Ланковой и И.И. Никитенко.

В целях анализа изменения состава флюидов в ряду океан–зона перехода–континент проведено комплексное изучение химического состава газово-жидких включений в минералах вулканических пород разных структур. Анализы состава газов-включений в минералах выполнены хроматографическим методом И.Д. Зайкиным, В.В. Малаховым, С.А. Шахраем, а солевой состав включений по общепринятой методике [128] оп-

ределялся И.П. Сидоровой, В.Ф. Заниной и М.А. Кучеровой. Авторы отдают себе отчет, что применяемые методы анализа химического состава включений в минералах еще недостаточно отработаны, поэтому контрольные анализы состава включений выполнялись масс-спектрометрическим методом в лаборатории В.А. Калужного и хроматографическим методом в лаборатории Ф.А. Летникова.

Авторы приносят благодарность аналитикам, а также Н.И. Лаврику, Е.П. Денисову, В.В. Ляховичу, Л.М. Хетчикову, Г.П. Воларовичу, И.И. Фатьянову, Л.И. Измайловой, Л.И. Хрениной, Б.Л. Залищаку за любезно предоставленные коллекции каменного материала, метеоритов и текститов и считают своим долгом выразить признательность А.А. Маракушеву, И.Я. Некрасову, Н.П. Ермакову, И.Н. Говорову, Н.С. Никольскому и другим за ценные советы и замечания по данной работе.

## *Глава I*

# **ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ И ВУЛКАНИЗМА ТИХОГО ОКЕАНА И ЗОНЫ ПЕРЕХОДА К КОНТИНЕНТУ**

Тихоокеанский подвижный пояс представляет собой зону постоянного противоборства океана и окраин континентов, в пределах которой на протяжении длительного геологического времени наиболее активно на Земле представлены землетрясения, вулканизм и рудообразование. В мезозое и кайнозое протяженные глубинные разломы, развитые на стыке океана и континентов, предопределили локализацию вулканических поясов того периода и контуры Тихоокеанского рудного пояса. В современный период Тихий океан обрамляет глобальный сейсмический пояс, который в общем виде совпадает с вулканическим огненным кольцом, но если фронт землетрясений в основном приурочен к глубоководным желобам, то фронт современных вулканов приурочен к островодужному поясу и несколько сдвинут в сторону континента (рис. 1, см. вкл.). Планетарный Циркумтихоокеанский пояс окаймляет океаническую впадину и неразрывно связан с развитием Тихого океана.

## **ГЕТЕРОГЕННОСТЬ СТРОЕНИЯ ТИХОГО ОКЕАНА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ**

Ранее существовали представления о структурном единстве Тихого океана, которые опровергнуты океанологическими и геофизическими работами, начатыми в 50-х годах. Благодаря трудам Г. Менарда, А. В. Пейве, Г. Б. Удинцева, Л. Н. Красного, П. П. Шепарда, Б. Хейзена, В. Хаина и многих других исследователей сложилось новое представление о сложной асимметричной структуре океана. Асимметрия Тихого океана относительно экватора выражается прежде всего в том, что южный сегмент океана по серии гигантских разломов сдвинут к востоку относительно его северного сегмента. По отношению к меридиональной оси основные различия выражены в том, что западная и восточная части океана отличаются плотностной неоднородностью, глубинным строением и геоморфологией дна [174]. В западной части океана более четко проявлено мозаичное строение, а в восточной части под ложем океана в верхней мантии выявлена анизотропия скоростей [295]. В пределах океана выделены крупные стабильные асимметричные области (талассократоны), подвижные поднятия (Восточно-Тихоокеанское и др.), внутри – океанические вулканогенные цепи с вершинами островов над поверхностью океана, линейные океанические разломы (трансформные разломы), геоблоки с корой континентального типа.

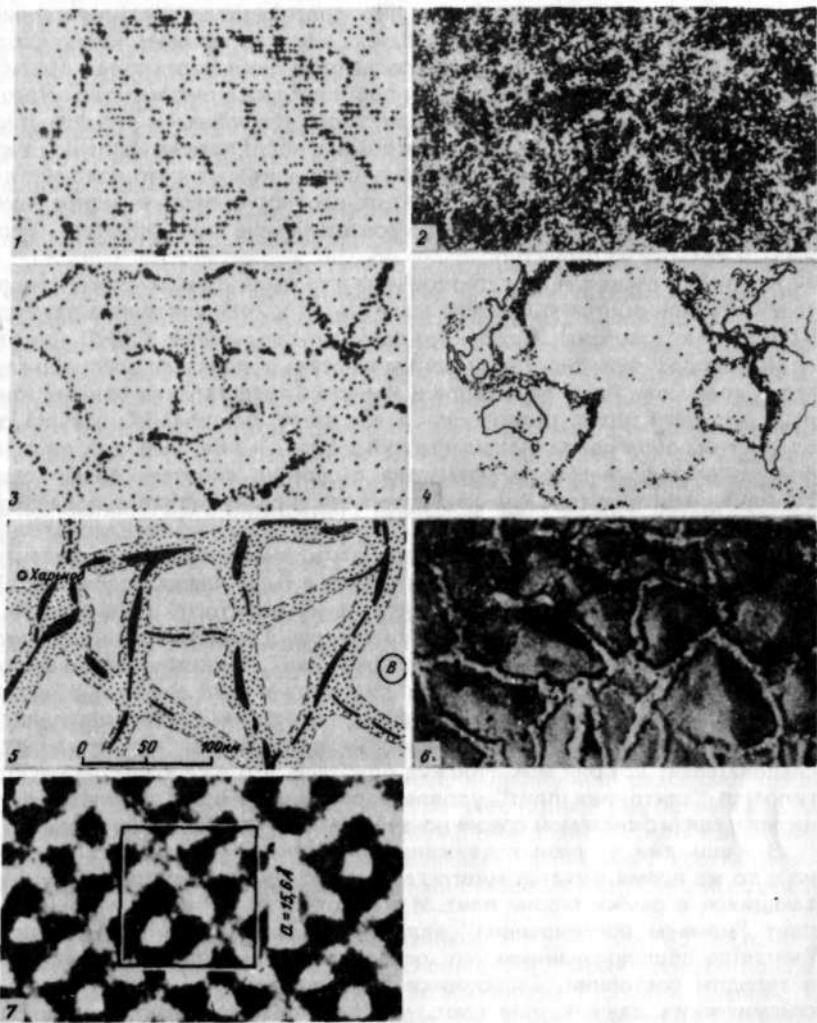
Детальные геологические исследования Тихого океана подтвердили предположение о глубоких различиях в строении и составе между океаническим и континентальными блоками Земли. Установлено, что эти блоки имеют асимметричное строение, а различия в составе и строении

каждого из них прослеживаются на большие глубины. В пределах океанического и континентальных блоков на разных уровнях выделены гетерогенные по строению и составу более мелкие блоки, в которых нередко проявлены черты асимметрии. Еще В.И. Вернадский отмечал асимметрию строения Земли и считал, что она обусловлена глубинными процессами и, возможно, космическими явлениями [32]. Предположения В.И. Вернадского и других исследователей о космических причинах асимметрии подтверждаются данными строения Земли, Луны, Марса и других планет Солнечной системы.

Основной силой, управляющей движением материи, является гравитационное взаимодействие. Благодаря гравитационной неустойчивости в поле тяготения любое вещество (или тело), в том числе наша планета и отдельные ее части, должно иметь гетерогенное строение. Именно поэтому неоднородность является наиболее характерной чертой структур как космического, так и земного происхождения. Элементы неоднородности особенно ярко проявлены в строении Вселенной. Еще Демокрит, обратив внимание на неравномерность распределения в пространстве звезд, высказал предположение, что Млечный Путь представляет собой скопление большого числа звезд, и только через две тысячи лет справедливость этой гениальной догадки была доказана Галилеем. Двойные звезды первым открыл В.Я. Струве, затем различными исследователями установлены скопления из шести звезд, рассеянные и шаровые скопления и звездные ассоциации. Галактики в пространстве тоже собраны в скопления, а последние, в свою очередь, образуют сверхскопления.

Я.Б. Зельдович в 1970 г. высказал предположение, что в поле гравитации с гораздо большей вероятностью формируются плоские крупномасштабные неоднородности (блины), которые могут создавать в пространстве ячеистую структуру из цепочек галактик. Эстонские ученые (Я.Э. Эйнасто и др.) проанализировали распределение скоплений галактик и пришли к выводу о наличии пространственной ячейки (рис. 2, 1). В пределах Галактики в распределении звезд также просматриваются черты мозаичного строения (рис. 2, 2). Американские астрофизики [142] смоделировали на ЭВМ процесс образования структуры под действием гравитации в расширяющейся среде из частиц, движущихся без столкновений, и получили картину, напоминающую пчелиные соты (рис. 2, 3). Для космических структур типа пчелиных сот характерно неравномерное распределение вещества с концентрацией его основного количества в узлах ячеек и на их поверхности. В то же время отдельные сегменты поверхности таких ячеек состоят из кольцевых образований, построенных по типу Солнечной системы, с концентрацией подавляющего количества вещества в центре структуры. Например, в Солнце сосредоточено 99,87% всей массы Солнечной системы и асимметричные структуры такого типа более устойчивы.

В строении Земли ячеистость (гетерогенность) просматривается на любом уровне и в любом масштабе. Зоны очагов землетрясений оконтуривают на поверхности Земли округлые участки (ячейки), из которых самой большой ячейкой условно можно считать бассейн Тихого океана (рис. 2, 4). Гелиевой съемкой выявлено плитовое (блоковое) строение отдельных участков земной коры (рис. 2, 5). Ячеистое (прерывистое) мозаичное строение с чередованием блоков и межблочных обособлений характерно для самородного золота (рис. 2, 6). Изображение высокого разрешения показывает ячеистое внутреннее строение везувиана с обособлением тяжелых и легких атомных групп (рис. 2, 7). В кристаллах



Р и с. 2. Гетерогенное (мозаичное) строение космических и земных структур в гравитационном поле

1 — распределение галактик на небе, по данным Я.Э. Эйнесто, в направлении на скопление Персей; 2 — неравномерное распределение звезд в пределах галактики [142]; 3 — смоделированный процесс образования структуры под действием гравитации [142]; 4 — ячеистое распределение эпицентров землетрясений за период 1961—1967 [232], самая большая ячейка обрамляет основную часть Тихого океана; 5 — мозаичное строение земной коры, выявленное гелиевой съемкой, 6 — сочетание блоков и межблочных обособлений в самородном золоте, увел. 4000 [146]; 7 — обособление тяжелых и легких атомных групп в структуре везувиана [212], изображение высокого разрешения

наиболее четко проявлена сетчатая (блоковая) структура (кристаллическая решетка). Характерно, что и здесь, как и в космических образованиях, основное количество массы сосредоточено в узлах ячеек (блоков) и на их поверхности, а сами ячейки построены из атомов с концентрацией основной массы в центре микроструктуры. Несомненно, что сопоставление структур космоса, Земли и микромира носит весьма условный характер и преследует только цель обратить внимание на то, что под действием поля гравитации неизбежно возникают неоднородности в распределении вещества, с более вероятным образованием при этом сетчатых (блочных) и кольцевых структур.

Развитию взглядов о гетерогенном строении Земли способствовала теория тектоники плит. Следует заметить, что, хотя тектоника плит получила широкое признание только в последние годы, еще в 1620 г. английский философ Френсис Бэкон одним из первых высказал предположение, что в древности Африка, Европа и Америка представляли единый континент, который позже раскололся, и его части, постепенно удаляясь одна от другой, образовали Атлантический океан. А. Вегенер уже на основе большого геологического материала выдвинул гипотезу общей теории движения континентов. В нашей стране эту гипотезу активно поддерживали и развивали Б.В. Личков, А.А. Борисяк и другие исследователи, но после того, как Х. Джефрис доказал, что предложенный А. Вегенером механизм дрейфа материков неверен, она была предана забвению. Теория дрейфа материков получила признание во второй половине XX в., когда Г. Хесс [263], обработав сейсмические данные, выдвинул гипотезу "расширения морского дна", а Дж. Вайн и Дж.Т. Уилсон, проанализировав данные магнитной съемки дна Тихого и Индийского океанов, объяснили причину геомагнитических риверсий. Подкрепили теорию перемещения материков также палеонтологические находки Э. Колберта и других исследователей. Т. Грин и А. Рингвуд показали, что в глобальном масштабе гипотеза "тектоники плит" удовлетворительно решает проблемы вулканизма в связи с системой срединно-океанических хребты – островные дуги.

В наши дни ученых движение материков не вызывает сомнений, но в то же время имеется много геологических явлений, явно не укладывающихся в рамки теории плит. И в гипотезе А. Вегенера, и в тектонике плит "камнем преткновения" является механизм дрейфа континентов. Считается общепризнанным, что основная часть мантии Земли находится в твердом состоянии. Сторонники плитовой тектоники, основываясь на сейсмических данных, полагают, что верхний слой мантии мощностью примерно 100–150 км относительно мягок и представляет собой смазочную прослойку, которая дает возможность перемещаться тектоническим плитам, а некоторые исследователи полагают, что и сама прослойка также может приходить в движение, неся на себе тектонические плиты. В качестве силы,двигающей континенты, А. Холмс предложил модель растаскивания континентов восходящими мантийными потоками с образованием нового океана в результате разрастания рифтов. Имеющиеся в настоящее время геофизические данные не дают однозначного ответа на вопрос о наличии выдержанного по всей Земле слоя пониженных скоростей. Магнитно-теллурическим зондированием на Воронежском массиве в верхней мантии установлены два поэтапно расположенных проводящих слоя. Один из них фиксируется на глубинах 100–120, другой – 250–300 км. На этих уровнях предполагается наличие зоны разогрева с частичным или полным плавлением вещества [203]. В Южно-Каспийской, Венгерской впадинах [203], в Байкальской рифтовой зоне и Вилюйской синеклизе

на глубинах порядка 50–60 км отмечаются слои с пониженными скоростями сейсмических волн, которые объясняются наличием проводящей жидкой фазы основного состава. В то же время С.А. Федотов и И.П. Кузин [194] предполагают, что в некоторых специфических областях слоя пониженных скоростей может и не быть. Некоторые исследователи считают, что в верхней мантии есть только локальные участки разогрева, а единого слоя пониженных скоростей по всей Земле не существует. М. Эдвин и Ф. Пресс пришли к выводу о наличии магматических гнезд в верхней мантии. Д. Шимозуру на основании анализа геофизических данных пришел к заключению, что подконтинентальная мантия на глубинах 150–250 км усеяна магматическими гнездами сферической формы, имеющими размеры в пределах нескольких десятков километров.

Геофизиками установлено, что мантия под континентами и под океанами существенно различается по своим физическим свойствам. Эти различия четко прослеживаются до глубины 400 км и спорно – до глубины 800 км и более. Если в этом случае отнести поверхность скольжения плит на такие глубины, то построения тектоники плит теряют свой смысл. С позиций тектоники плит трудно объяснить, почему древний меридиональный пояс (Урало-Оманский), пересекая шов между двумя сравнительно недавно столкнувшимися плитами, продолжается по обе стороны от него. В противовес тектонике плит можно привести примеры из металлогении о длительно унаследованных и устойчивых связях крупных структур земной коры с подкоровыми процессами. Так, в Индонезии к одному и тому же глубинному разлому приурочены эндогенные месторождения палеозойской, мезозойской и кайнозойской эпох оруденения. Рассматривая возможные механизмы перемещения материков, С.К. Ранкорм высказал предположение, что континенты раньше плавали на поверхности больших конвекционных ячеек. А.С. Монин, О.Г. Сорохтин [143] и другие советские исследователи выдвинули и развивают представление о механизме движения плит за счет конвекции, возникающей при формировании плотного ядра Земли. Они полагают, что изменение тектонической активности планеты, эволюция химического состава мантии и основные закономерности выделения газов из недр связаны с образованием ядра Земли.

Накоплено много геологических данных, которые трудно объяснить с позиции тектоники плит, но, безусловно, эта теория способствовала интенсивному развитию взглядов о гетерогенном строении планеты и тесной взаимосвязи геологических процессов. В последние годы, особенно после геолого-геофизических работ, в Мировом океане стала более четко вырисовываться картина тесной взаимосвязи геологических процессов на нашей планете. Отмеченные многими исследователями признаки сходства срединно-океанических хребтов с материковыми рифтовыми зонами и факты непосредственного перехода материковых рифтовых структур в океанические (Калифорнийский залив, Красное море и др.), с учетом, что и те и другие структуры обладают не только высокой сейсмичностью, но и расположением слоя низких скоростей непосредственно под земной корой, свидетельствуют в пользу единых планетарных причин рифтообразования как на континентах, так и в океанах [54, 132]. Картина деформаций не только в Тихом океане, но и на всей планете имеет явные признаки планетарного характера [213, 48, 92, 87]. Несомненно, что все это вызвано общими причинами. Видимо, не только асимметрия и гетерогенность строения планеты, но и движение материков обусловлено не столько внутренними, сколько внешними (космическими) причинами.

Асимметричное и гетерогенное строение Тихого океана особенно четко выявлено глубоководным бурением, которое принесло много интересных и неожиданных результатов и позволило уточнить структуру океана и основные элементы его строения (см. рис. 1). Внутренняя структура Тихого океана характеризуется сложным строением и не имеет себе аналогов на суше. К структурам ложа океана относятся системы поднятий, различающиеся по строению коры, проявлениям вулканизма и другим признакам. Они разделяют ложе океана на котловины-плиты, лишенные осадочного чехла. Кроме того, для ложа характерны протяженные зоны разломов, которые расположены параллельно одна другой (трансформные разломы Мендосино, Меррей, Кларион, Клиппертон и др.).

Наиболее крупными структурными поднятиями океана являются срединно-океанические хребты, образующие единую систему поднятий Земли. Восточно-Тихоокеанское поднятие протягивается более чем на 15 тыс. км и имеет около 4 тыс. км в ширину. Как правило, группы вулканов различных форм и размеров размещаются на флангах центральной части и на поперечных поднятиях (Чилийское, Галапагосское и др.). К северу Восточно-Тихоокеанское поднятие продолжается в структуре Американского континента (рифовая долина Калифорнии, Мексиканское плато, плато Колорадо и хребты Большого Бассейна, для которых характерно мощное проявление вулканизма). На севере поднятие появляется в океане и прослеживается до залива Аляска [125]. Распределение вулканов в этой части имеет площадной характер. Здесь большое число гайотов — проявлений морских гор типа Байя. По заключению Г.У. Менарда, в восточной части Тихого океана расположено наибольшее число вулканов.

К западу от Восточно-Тихоокеанского поднятия простирается область котловин и вулканических поясов (сводовых поднятий). На дне наиболее погруженных котловин также известны плосковершинные горы вулканического происхождения. Вулканические нагорья (сводовые поднятия) представляют собой скопления большого числа вулканов. Из них наиболее крупные Гавайский хребет и Императорские горы на севере и северо-западе океана, острова Лайн, Туамоту, Кука в центре, Маршалловы и Каролинские острова на западе. Горы вулканического происхождения известны и на краевых валах (Зенкевича, Западно-Чилийские и др.), а также на поднятиях Шатского, Обручева.

Зона сочленения плит Тихого океана с Азиатским континентом проходит в районе развития систем островных дуг. В тектоническом плане наиболее яркой особенностью Тихого океана является широкое развитие по его периферии островных дуг и глубоководных желобов, а в Атлантическом океане имеется только одна островная дуга (Карибская) с неясным генезисом. Длительное геологическое время островные дуги являются ареной интенсивного вулканизма и сейсмической активности. Здесь и сейчас сосредоточены основные действующие вулканы на Земле.

Для современных геосинклинальных областей характерно структурное единство, которое выражается наличием на большом протяжении геосинклинальных зон и геосинклинальных желобов, распространением интенсивного позднекайнозойского и современного вулканизма с преимущественным андезитовым и базальтовым составом лав. Несмотря на многие черты сходства, островные дуги (геосинклинальные поднятия) имеют различное строение. Можно выделить несколько типов островных дуг по характеру развития. Одни из них отличаются сложным внутренним строением, наличием более древних, чем кайнозойские, формационных

комплексов, развитием геосинклинальных образований, сложенных вулканогенными, кремнисто-вулканогенными и терригенными формациями. Эти тектонические системы и области, по А.Л. Яншину и др. [218], или вулканические дуги первого типа, по В.В. Белоусову [14], характеризуются типом земной коры с развитым гранитным слоем. Интрузивный магматизм активно проявился внедрением интрузий состава от гипербазитов до гранитоидов, причем здесь известны гранитоидные интрузии не только плагиогранитного ряда, но и ультракислые. Примером зрелых вулканических дуг являются Камчатка, Новая Кaledония, Япония.

К другому типу относятся молодые островные дуги, отличающиеся сравнительно простым строением (Ново-Гебридская, Тонга-Кермадек и др.). Фундаментом островных дуг этого типа являются, за редким исключением, палеогеновые осадки с небольшой мощностью. Для них характерны также отсутствие геосинклинального этапа развития, небольшая мощность коры, приближающаяся по типу к океанической. Вулканизм проявлен широко как в неогеновую, так и в современную эпоху. Следует добавить, что существуют островные дуги промежуточного типа (Ново-Британская, Бугенвильская и др.), которые составляют переходный ряд между крайними представителями.

Тектонические зоны приматериковой части и островные дуги различных типов приокеанической части взаимосвязаны в пространстве и в развитии. Существует много общих черт в истории их формирования, но есть и различия, которые выражаются в характере вулканизма и составе извергнутых лав. Сопряженными с островными дугами структурами являются глубоководные желоба, которые, как правило, расположены во фронтальной части по отношению к геоантклинальным поднятиям. Исключением могут быть островные дуги Западно-Тихоокеанской области, где глубоководные желоба размещаются не только во фронтальной части, но и в тыловой. Это области современных геосинклиналей, где происходит накопление осадков. Цепь глубоководных желобов вытянута от Аляски на севере до Новой Зеландии на юге. Глубоководный желоб вытянут также вдоль западного побережья Южной Америки, и, хотя здесь нет островных дуг в полном смысле этого слова, этот участок обрамления океана принято относить к числу дуг, имеющих активные окраины тихоокеанского типа. Вдоль западного побережья Северной Америки нет глубоководного желоба, но в зоне Беринговых хребтов широко развиты осадочные породы. И видимо, раньше здесь существовал глубинный желоб, сходный с тем, который протягивается в настоящее время вдоль западного побережья Южной Америки.

В отличие от Атлантического в обрамлении Тихого океана в современный период преобладают процессы сжатия, определяющие особенности развития этой глобальной структуры. Именно здесь сосредоточено наибольшее число известных на планете глубокофокусных землетрясений [232]. Глубокофокусные землетрясения приурочены прежде всего к глубоководным желобам, и кольцевой Тихоокеанский пояс глубоководных землетрясений разорван на юго-востоке (между Австралией и Антарктидой) Восточно-Тихоокеанским поднятием, в пределах которого превалируют процессы растяжения и, как следствие, господствуют мелкофокусные землетрясения [232]. Практически нет глубокофокусных землетрясений на западном побережье Северной Америки, где в районе Калифорнии к этому континенту подходит и ныряет под континент Восточно-Тихоокеанский океанический рифт, который трассируется зоной мелкофокусных землетрясений вдоль разлома Сан-Андреас, а далее по-

груженная часть рифта, по представлениям У. Гамильтона, расположена под бассейнами и хребтами в штатах Невада, Аризона и Юта, где уже просматривается активный континентальный рифт с проявлением рас-тягивающих тектонических сил с высоким тепловым потоком [232].

Фронт современных вулканов приурочен к островодужному поясу, а к западу от островных дуг на азиатской стороне океана находится зона перехода, представленная акваториями окраинных морей, проблема про-исхождения которых остается нерешенной. Наличие этих бассейнов явля-ется исключительной особенностью западной части Тихого океана. Земная кора характеризуется гетерогенным строением.

В Тихоокеанский подвижный пояс входит значительная часть восточ-ной окраины Азиатского континента, представленного мозаикой разно-родных структур: крупные блоки кристаллических массивов, активизи-рованные в мезозое, протяженные линейные складчатые, складчато-глы-бовые и вулканогенные структуры. Между блоками древних массивов расположены структурные швы в основном двух направлений – суб-широтного (Монголо-Охотского) и субмеридионального (Тихоокеан-ского), к которым приурочены геосинклинальные прогибы с длительным (Монголо-Охотским) и коротким (Гродеково-Хасанским) развитием в зоне раздвига крупных блоков. С мезозойским этапом активизации континентальных окраин Восточной Азии связан вулканизм, сформиро-вавший вулканогенные пояса двух структурных типов – окраинных (окраинно-материковых) и внутренних континентальных. Представителями первого типа являются вулканогенные пояса Чукотско-Катазиатской структуры. Ко второму относятся вулканогенные зоны Среднего При-амура.

На Американском континенте Тихоокеанский подвижный пояс охва-тывает структуры от Аляски до южного окончания Анд. В отличие от складчато-глыбового строения Азиатского континента в американской ветви отчетливо проявлены линейные структуры, охватывающие Тихо-океанский бассейн. Американская часть пояса разбивается поперечными линеаментами на ряд сегментов (геоблоков), которым свойственны особенности строения и развития. Планетарным линеаментом является Чукотско-Катазиатский пояс, протягивающийся на тысячи километров от Чукотки до Индокитая. На севере через Аляскинский блок он соеди-няется с американской ветвью вулканогенного пояса. Чукотско-Катазиат-ская вулканогенная структура состоит из отдельных звеньев – Чукотско-Охотского, Сихотэ-Алинского и Катазиатского (Юго-Восточный Китай), для которых характерно много общих черт развития, строения и эволю-ции магматических процессов.

Основной особенностью Чукотско-Катазиатского пояса является приуроченность его к краю материка, и поэтому некоторые исследователи рассматривают его в качестве ограничения материкового блока [73, 136, 218]. Этот пояс, отвечающий системе крупных расколов, представляет собой уникальную структуру, отделяющую материковую Азию с гранит-ной корой от промежуточной зоны с корой переходного типа, лежащей между этим блоком и океаническим ложем [154]. Следовательно, пояс выделяется не только как структура, принадлежащая к кайнозойской тихоокеанской складчатости, но и как особая структурная зона земной коры. Строение пояса не согласуется с простирием складчатых струк-тур. Вулканические зоны срезают мезоиды, частично накладываются на более древние породы. Это свидетельствует о том, что пояс является наложенной структурной формой. Г.М. Власов [39], А.Г. Аблаев [1] и

ряд других исследователей придерживаются точки зрения, что краевые вулканические пояса развиваются в едином тектоническом ритме с геосинклинальными системами. Например, анализ имеющихся материалов показал, что Сихотэ-Алинский вулканический пояс заложен сразу же после завершения собственно геосинклинального этапа и что нижние слои вулканитов этого пояса сформировались еще в подводных условиях [1, 39]. В последние годы в основании окраинных поясов обнаружены комплексы вулканогенных пород, близкие по составу и строению к островодужным (материалы А.В. Олейникова и С.В. Коваленко). Эти данные позволяют говорить о постепенной смене геодинамического режима на отдельных участках заложения структур пояса.

Для большинства отмеченных структур выявляются элементы гетерогенности. С помощью искусственных спутников установлены плотностные неоднородности западной и восточной частей Тихого океана. По наблюдениям орбит искусственных спутников выявлено, что восточная часть океана имеет отрицательные отклонения (до 59 м) геоида от элипсоида со сжатием 1/298,3, а для западной части океана отклонения положительные (до +60 м). Различия восточной и западной частей Тихого океана четко просматриваются также по геоморфологическим признакам и глубинному строению земной коры [174]. Наиболее простое строение имеет абиссальная равнина (ложе) Тихого океана, характеризующаяся большими глубинами (свыше 4 км) и выровненным рельефом. Однако и под ложем океана установлена анизотропия скоростей в верхней мантии [295]. В последнее время по данным наиболее глубоких скважин, пробуренных с судна "Гломер Челленджер" в западной части Тихого океана и в рифтовых долинах, установлено, что под молодым чехлом покровных толеитовых базальтов залегают более древние комплексы базальтов, близких по составу к трапповым образованиям континентов. Как отмечает С.М. Зверев [69], другие структуры океана имеют более сложное и разнообразное, часто блоковое, строение, выражающееся прежде всего в изменении градиентов скоростей. Мозаичное строение западной части Тихого океана, повышение дислокированности осадков с приближением к Восточно-Тихоокеанскому поднятию и корреляцию особенностей рельефа и глубинного строения земной коры с различиями западной и восточной частей Тихого океана отмечает И.А. Соловьева. Таким образом, не только для Тихого океана, но и для отдельных его структур характерно гетерогенное строение.

## ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЗМА ТИХОГО ОКЕАНА И ЗОНЫ ПЕРЕХОДА К КОНТИНЕНТУ

В петрохимическом плане основные лавы Тихого океана отличаются от гомологов Атлантического океана более высоким потенциалом натрия и кальция во всех типах пород — от базальтов до липаритов. В лавах вулканов океанов и островов преобладают породы основного состава. Исследования проб, отобранных как с островов, так и со дна океана, показывают, что состав лав имеет значительные колебания. Это относится к содержанию кремнезема, титана, щелочей. Намечается определенная зависимость типов пород и структурного плана размещения вулканов. Драгирование и бурение дна окраинных морей показали широкое развитие лавовых излияний, среди которых преобладают базальтоидные образования, известны андезиты, дациты и липариты. Базальтоидные образования по-

составу колеблются в значительных пределах – от щелочных оливиновых базальтов до примитивных толеитов. Известны высокоглиноземистые базальты и андезито-базальты. Анализ эфузивных формаций окраинных морей указывает на сложную тектоническую обстановку в период формирования бассейнов. Для американской ветви Тихоокеанского подвижного пояса характерно широкое развитие вулканизма, проявившегося на различных этапах либо в форме протяженных поясов гранитоидов, либо в виде мощных эксплозий, покрывавших гигантские площади. Но если в западной части Тихоокеанского пояса позднекайнозойский вулканизм был в основном сосредоточен в островных дугах, то на Американском континенте он проявился исключительно на материке и по времени совпадает с орогенезом этого района, когда преобладали процессы сжатия.

Позднемезозойско-кайнозойские наземные вулканогенные образования на Азиатском континенте в основном сосредоточены в пределах Чукотско-Катаитского пояса. Строение и развитие отдельных звеньев этого пояса имеют свои отличия. Этапы вулканизма не полностью совпадают по времени, но для всех звеньев характерны огромные объемы извергнутого вулканического материала, их близкий петрохимический состав, сходная эволюция магматических процессов, однотипность структурных признаков. Наиболее хорошо изучено Сихотэ-Алинское звено, в меньшей степени – Чукотско-Охотское. Время заложения звеньев пояса связано с возникновением глубинных разломов северо-восточного простирания, с образованием многочисленных приразломных прогибов, заполнившихся вулканогенными породами. Чукотско-Охотское звено начало формироваться в нижнемеловой период, тогда как Сихотэ-Алинское – в конце верхнего мела. В пределах звеньев вулканизм проявился в несколько этапов. В Чукотско-Охотском звене выделяются нижнемеловой, верхнемеловой и третичный этапы вулканизма. Нижнемеловой этап представлен породами среднего состава, которые слагают мощную толщу в узких приразломных впадинах, залегающих на мезозойском и более древнем складчатом основании. Верхнемеловые образования перекрывают вулканические породы предыдущего этапа, смещаясь к востоку, в сторону области кайнозойской складчатости. Они имеют преимущественно кислый состав и могут быть отнесены к липаритовой формации. В третичное время вулканическая деятельность резко сократилась. Покровы палеогеновых эфузивов распространены на небольших участках, в основном в зоне сочленения вулканического пояса с кайнозойской Корякско-Камчатской геосинклиналью. Покровы основных лав связаны с продольными и поперечными разломами, а по характеру излияний относятся к трещинным. Они имеют горизонтальное залегание, заполняют неровности мелового рельефа и перекрывают более древние породы. Палеогеновые вулканические породы пояса относятся к платоэфузивам.

В Сихотэ-Алинском звене также выделяется несколько этапов вулканизма, из которых ранний верхнемеловой–палеогеновый отличается формированием огромной массы кислых пород с начальными извержениями более основных лав – андезитов, имеющих небольшую мощность. Неогеновый этап характеризуется извержением лав основного состава и их наложением в локальных участках пояса. В плиоцен-четвертичное время происходили излияния базальтов плато, формирование которых связывается с разломами северо-восточного и субширотного направлений. Некоторые плато представляют собой огромные щитовые вулканы с остатками центров извержений, выраженным геоморфологически. Образования этого этапа следует выделить в формацию платобазальтов (или трап-

пов молодых платформ). Кроме плиоценовых платобазальтов толеитового состава, выделяются формации щелочных базальтоидов, которые занимают определенное структурное положение. Они распространены в виде моногенных вулканов вдоль Уссури-Амурской депрессии, а также в пределах структурных швов и оперяющих их разломов.

Южный отрезок Чукотско-Катазиатского пояса представлен Катазиатским звеном, которое в виде узкой зоны протягивается вдоль юго-восточного побережья Китая по системе крупных северо-восточных разломов протяженностью более 1000 км. Вулканические породы звена на всем протяжении наложены на кристаллическое основание каледонид и байкалид. Формирование происходило в верхне-нижнемеловое время с накоплением толщи пород до 2–3 км мощности, преимущественно андезит-липаратового состава. В третичное время вулканическая деятельность Катазиатского звена почти полностью прекратилась, только на самом юго-западе (о. Хайкань, гора Сойвань) известны излияния базальтов, слагающих плато. Таким образом, для Чукотско-Катазиатского пояса как особой шовной структуры окраины Тихого океана, не имеющей себе равной среди известных структур Земли, можно отметить следующие общие черты развития.

Это, во-первых, наложенный характер пояса. Фундаментом пояса являются разнородные структуры, в некоторых случаях отчетливо видно срезание более ранних структур вулканическим поясом. Во-вторых, не-геосинклинальный тип развития пояса, что не позволяет сравнивать его с современными вулканическими дугами (геоантиклиналями) или с системой континентальных вулканических зон, прошедших стадию геосинклинального развития. В-третьих, огромные масштабы наземного вулканизма, приведшего к формированию мощных толщ вулканических пород (в среднем 5–7 км) андезит-липаратового состава. При этом характерно в некоторых случаях преобладание кислых вулканитов, среди которых доминируют игнимбриты. Игнимбритовый, так называемый флюидпорфировый, характер пояса представляет исключительную особенность материковой окраины (азиатской и американской) Тихого океана. Поздние этапы становления вулканической структуры завершились повсеместно извержением базальтов и формированием базальтов плато.

Западнее, в тыловой части окраинно-материковых вулканических зон, расположены внутренконтинентальные зоны, связанные с тектонической активизацией Востока Азии. Развитие вулканизма протекало одновременно с заложением Тихоокеанской группы внегеосинклинального развития в пределах древних платформ и консолидированных областей [319]. Впадины группируются в поясе северо-восточного простирания и ограничены протяженными нарушениями, по которым сопрягаются с зонами поднятий. На северо-востоке пояса впадины примыкают к геосинклинальному обрамлению, из которого и проникали морские ингрессии.

Развитие впадин Тихоокеанской группы происходило на фоне вулканической деятельности, причем небольшая активность вулканических процессов достигалась в районах стыка поясов впадин с мезозоидами. Формирование впадин внегеосинклинального типа развития с исключительными по интенсивности тектоническими движениями и проявлением вулканизма составляет своеобразную черту истории развития азиатской окраины материка. В других частях, за пределами геосинклинальных зон, тектоническое движение не проявилось с такой интенсивностью. Примером впадин, выполненных вулканогенными образованиями, являются впадины Удско-Торомского прогиба, Большого Хингана, Малого

Хингана, Северо-Восточной Маньчжурии, Юго-Восточного Китая. Здесь развиты юрские–нижнемеловые и частично позднемеловые–палеогеновые молассовые, угленосные и вулканогенные образования. Для восточных владин характерно резкое преобладание вулканогенного материала в разрезах толщ. Фундаментом вулканических зон служат породы различных этапов консолидации: кристаллические массивы, палеозойские складчатые зоны и т.д. Внутриконтинентальные вулканические зоны характеризуются закономерным изменением состава слагающих их толщ с запада на восток от внутренних регионов более ранних этапов консолидации в направлении молодого складчатого обрамления океанического побережья. В этом направлении увеличивается интенсивность вулканических процессов. Изучение флюидного режима показало, что существует корреляция между интенсивностью, составом вулканогенных образований, рудоносностью и мощностью потока глубинных флюидов.

Вулканизм западной части Тихоокеанского пояса характеризуется как большим разнообразием форм проявления, так и структурным положением. Состав газов и их эволюция во времени отражают развитие магматизма этого региона, разнообразие физико-химических условий областей генерации магм. Исследования последних лет показывают, что корни вулканов связаны с мантией, следовательно, вулканы с мощным извержением газов могут представлять собой источник информации о недрах Земли и процессах, происходящих в ней. Более того, анализ распределения рудных и редких элементов в магматических формациях от заложения эзгеосинклиналей на симатическом основании до этапа формирования складчатого основания, в образовании которого определяющая роль принадлежит выносу вулканического материала из глубин, позволяет проследить изменения состава мантии в процессе ее дифференциации в геоблоках. Сопоставление этих данных с современными вулканическими зонами (островными дугами) и базальтами различных структур дна океана дает возможность выявить черты сходства и различия между магматическими процессами прошлого и современного этапов.

## Глава II

### ВУЛКАНИЗМ ОСНОВНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ТИХОГО ОКЕАНА

В результате морских геологических исследований за последние 10 лет получены новые данные о строении и составе дна Тихого океана. Вслед за открытием своеобразных геоморфологических элементов подводной части океана: разломов, поднятий и срединно-океанических хребтов – обнаружено огромное число подводных\* гор вулканического происхождения. Все структурные элементы дна Тихого океана характеризуются широким развитием вулканических пород. Бурение и драгирование показывают, что вулканические породы в большинстве случаев не перекрыты осадочным чехлом или имеют небольшой слой палагонитовых туфов. Большая часть вулканов, представленных островами, имеет форму, характерную для наземных вулканических построек. Подводные вулканы нередко плосковершинные (гайоты). Наиболее крупные из них известны в западной части океана. Происхождение гайотов обсуждалось в литературе [306, 263, 285].

Общепринята гипотеза абразионного срезания вершин вулканов у уровня океана при опускании отдельных вулканов или целых групп. Возможность таких опусканий, вызванных большой массой вулканических построек, высказана Венинг-Майнесом [313], Дитцем и Менардом [245]. При исследованиях северо-западной части Тихого океана в районе Гавайского хребта и Императорских гор предполагалось, что реальная просадка на глубины до 0,5–1,5 км, т.е. на такую величину, при которой большинство вулканов оказалось под уровнем океана и испытала абразию. Но это предположение не удовлетворяло условиям мелководности в юго-западной части Тихого океана в период существования вулканических сооружений. Кроме того, гайоты о. Тубуаи погружены на большую глубину и не имеют краевых рвов, как это характерно, например, для Гавайского хребта. Видимо, по мере роста вулкана (или группы вулканов) в период его деятельности поддерживается изостатическое равновесие, иначе трудно объяснить постоянное положение вершины вулкана вблизи уровня океана в течение всего времени его роста [286].

Большую роль в деле изучения вулканических пород океана сыграли исследования по проекту глубоководного бурения, проведенные океанографическим судном "Гломер Челленджер", а также драгирование экспедиционными судами (нис "Витязь" и др.). Образцы, поднятые из различных частей океана, дали сведения о составе, строении и распределении пород на дне ложа, поднятиях, желобах и впадинах. Значительный вклад в изучение состава изверженных пород дна океанов внесли советские и американские ученые. Их систематические исследования позволили обобщить сведения о составе, строении и распределении изверженных пород дна Тихого, Индийского и Атлантического океанов. Это работы Ю.М. Шейнманна [207], Л.В. Дмитриева [60], Г.Б. Удинцева [190], Хесса [263], Менарда [286, 287], Энгеля [250], Булларда [26] и др. Сейчас на основании большого комплекса океанографических работ достоверно известно наличие вулканических построек в пределах всей акватории Тихого океана. Они установлены не только вдоль крупных разломов, но и в котловинах, на поднятиях и подводных хребтах.

## ВУЛКАНИЗМ ВОСТОЧНО-ТИХООКЕАНСКОГО ПОДНЯТИЯ

Первые данные о базальтах Восточно-Тихоокеанского поднятия и рифтовых долин, добытых путем драгирования и глубоководного бурения, принесли много неожиданного. Базальты, слагающие верхние части рифтовых долин, относятся к толеитовому типу, а щелочные и кислые разности (трахиты и фонолиты) встречаются сравнительно редко и приурочены к вершинам вулканов центрального типа, выступающих в виде островов над поверхностью океанов. Возраст базальтов, связанных с рифтовыми долинами, оказался молодым, с постепенным удревнением от оси хребта в обе стороны. Обнаружены особенности физического поля (повышенный тепловой поток, линейное магнитное поле, разуплотнение). Ряд исследователей объясняют эти особенности своеобразными условиями механизма — зонами растяжения (спредингом) и образованием океанического дна за счет продуктов вулканизма.

Петрохимические и геохимические исследования базальтоидов дна рифтовых долин и хребтов океана показывают особенности каждой группы пород, обусловленные, видимо, их происхождением. Вулканиты на хребтах и базальты дна рифтовых долин представляют собой единый

вертикальный ряд вулканических образований срединно-океанического подвижного пояса и в этой связи интересны с позиции дифференцирования в магматической "колонке", тем более что по вертикали расстояние до дна, как правило, достигает нескольких километров. Кроме того, базальты из различных рифтов (и островов также) различаются по содержанию как петрогенных окислов, так и элементов примесей. Вулканические острова Восточно-Тихоокеанского поднятия развиты в основном на его северо-восточном фланге. Это острова Пасхи, Клиппертон, Ревилья-Хихедо, Гуаделупе и др. В этой части Восточно-Тихоокеанского поднятия, имеющего в целом северо-восточное простирание, фиксируются многочисленные поперечные трансформные разломы, по которым ось поднятия смещается на десятки и сотни километров. Главные из них Эльтонин, Сала-и-Гомес, Клиппертон, Кларион и др. Острова-вулканы в большинстве случаев размещаются на гребне поднятия или вблизи трансформных разломов или на хребтах (Карнеги, Галапагосский и др.). Наиболее изучен о. Пасхи, находящийся на гребне Восточно-Тихоокеанского поднятия. Именно здесь, в районе о. Пасхи, по представлениям некоторых ученых, находится "треугольник" выхода глубинного конвективного потока [175, 291, 316].

На острове находится несколько вулканов, часть из которых действовала в дочетвертичное время [230, 88]. Главные из них вулканы Пойке, Рано Кау и Теревака. Два первых являются древними сооружениями (3 млн. лет), тогда как вулкан Теревака представлен сравнительно молодыми образованиями (300 тыс. лет). Пойке и Рано Кау относятся к стратовулканам с пирокластической постройкой, расположение которых контролируется трещинными зонами. Теревака — трещинный сложный вулкан. Его восточные, северные и западные склоны обрываются в море и скрыты морской эрозией. В нижней части обрывов, на севере острова, выходят порфировые базальты, или гавайиты, с большим количеством плагиоклаза. К вершине гавайиты становятся более дифференцированными. Вершина вулкана (Пу Акатики) увенчана небольшим кратером. Склоны вулкана осложнены тремя линейно расположенными куполами, сложенными трахитами, которые Банди [230] определил как оливиновые дациевые туфы. Вулкан Рано Кау находится на краине западном мысе острова и с трех сторон вскрыт морской эрозией. На восточном склоне кратера обнажается бенмореитовый лавовый поток. Нижняя часть вулкана представлена перемежающимися тонкими лавовыми покровами базальтов и пирокластами. Верхняя часть кальдеры и стены Оронго сложены потоками лавы. На северо-восточном склоне известен небольшой "паразитический" кратер (500x350 м) высотой 160 м над уровнем моря, с ним ассоциируют экструзии трахитов. Здесь известны сфероидальные риолитового состава обсидианы. К западу от острова расположены три скалы, сложенные риолитами. Как предполагает Банди [230], их образование связывается с отдельной, самостоятельной фазой эволюции вулкана.

Большая часть поверхности о. Пасхи сложена лавовыми потоками вулкана Теревака. Это лавы гавайитового (преобладают) и базальтового состава Хива. Базальты, как правило, содержат до 20% нормативного гиперстена. Это порфировые породы с фенокристами плагиоклаза до 1 см в длину ( $An_{70-60}$ ). В основной массе — небольшие зерна оливина, клинопироксена, плагиоклаза. В базальтах лавового поля Ройхо найдены небольшие фенокристы оливина, в основной массе развиты зональный оливин ( $Fo_{78-75}$ ), клинопироксен ( $Ca_4Mg_{26}Fe_{27}$ ) и плагиоклаз ( $An_{40}$ ).

Гавайитам свойственны широкие колебания в содержании фенокристов. Среди последних наблюдаются плагиоклаз ( $An_{60-50}$ ), авгит ( $Ca_{44}Mg_{31}Fe_{22}$ ), а в основной массе, кроме этих минералов, — оливин ( $FO_{70-53}$ ) и рудный минерал. Муджиериты встречаются в основном в юго-западной части острова. Это афировые породы с мелкими фенокристами плагиоклаза, пироксена и рудного минерала. Бенмореиты имеют примерно равные соотношения с базальтами. Представлены они афировыми породами с микрофенокристами плагиоклаза ( $An_{30}$ ) и клинопироксена ( $Ca_{43}Mg_{28}Fe_{29}$ ), иногда встречаются зерна оливина. Трахиты слагают три “паразитических” купола на вулкане Пойке. Это светлые порфировые породы с фенокристами анортоклаза ( $Ab_{79}An_{14}Or_{14}$ ), фаялита ( $Fa$ ) и гематита. В основной массе доминируют полевой шпат, кварц и кристобалит, а также мелкие зерна эгирина-авгита, амфибола и рудного минерала. Риолиты характеризуются значительными колебаниями степени кристалличности. В риолитах, развитых у вершин Орито, фенокристы представлены анортоклазом ( $Ab_{81}An_8Or_{11}$ ) и фаялитом. В других риолитах наблюдаются полосчатые текстуры течения и большая степень девитрификации стекла. Пирокластические породы — красные и черные шлаковые брекчии и туфы, которые доминируют в конусах, развитых вдоль трещин. Химический состав пород, средние анализы, представлен в табл. 1 [228].

Большинство основных лав (базальты и основные гавайиты) относится к насыщенным породам, и только оливиновой толеит (табл. 1) относится к не насыщенным кремнеземом породам с высоким содержанием нормативного оливина. Базальтоидные породы о. Пасхи характеризуются высокой железистостью, низким содержанием калия и в афировых базальтах — кремнеземом (см. табл. 1, № 1). По содержанию железа они близки к лавам Галапагосских островов, но отличаются от последних низким содержанием калия. Характер дифференциации лав виден из табл. 1, а также из данных пересчета на нормы. Серия о. Пасхи варьирует от толеитового базальта со щелочным уклоном до натровых риолитов. При сравнении с другими провинциями океана базальты о. Пасхи занимают среднее положение между щелочными оливиновыми и толеитовыми сериями Гавайского архипелага и близки к лавам о. Буве. Главное отличие от базальтоидов других регионов — высокий процент нормативного гиперстена в лавах, что обусловлено насыщенностью кремнеземом, титаном, общим железом и малым количеством магния.

Остров Гуаделупе находится на северном конце Восточно-Тихоокеанского поднятия, на широте северной части Калифорнийского полуострова. Южнее расположены острова Ревилья-Хихедо и Клиппертон. Последние две группы островов близки к месту пересечения трансформных разломов Кларион и Клиппертон. В отличие от о. Пасхи о. Гуаделупе сложен океаническим толеитом [250], о чем свидетельствуют данные драгирования его подножия, а также керн, поднятый из скважины, про-буренной в 50 км к востоку от острова. Доминирующими породами острова являются щелочные оливиновые базальты, менее распространены пикритовые, толеитовые и богатые плагиоклазом базальты, встречающиеся совместно с щелочными базальтами [52, 249, 250]. Салические дериваты базальтов представлены андезин- и олигоклаз-андезитами и трахитами. Эти породы встречаются вместе с щелочными базальтами на островах Клиппертон, Ревилья-Хихедо и Гуаделупе. В количественном отношении преобладают щелочные базальты (90%); андезин- и олигоклаз-андезиты (муджеириты), трахиты составляют не более 10%.

Таблица 1  
Химический состав пород с. Пасхи

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	42,80	43,32	45,55	47,66	47,74	48,10	48,70	49,57
TiO <sub>2</sub>	4,41	3,71	4,22	3,99	2,97	2,51	3,21	3,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,91	15,86	14,56	14,97	15,88	16,45	15,46	13,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,57	4,53	11,80	3,92	3,14	5,11	3,18	6,30
FeO	10,26	9,51	3,80	9,88	8,49	5,73	9,55	8,00
MnO	0,36	0,32	0,28	0,28	0,08	0,25	0,24	0,32
MgO	5,04	5,08	4,79	4,62	7,79	5,97	4,74	3,68
CaO	8,07	8,21	8,99	8,87	9,96	11,18	9,43	7,88
Na <sub>2</sub> O	2,70	2,48	3,07	3,45	2,92	3,00	3,29	4,09
K <sub>2</sub> O	0,15	0,29	0,37	0,69	0,73	0,32	0,62	1,06
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,74	3,48	1,33	0,49	0,22	0,63	0,79	0,73
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	2,13	2,58	0,70	0,31	0,66	0,20	0,21	0,38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,52	0,44	0,35	0,58	0,19	0,31	0,41	0,56
F	0,04	0,04	H.o.	H.o.	H.o.	0,02	H.o.	0,06
Cl	0,01	0,01	H.o.	H.o.	H.o.	0,01	H.o.	0,14
Сумма	99,80	99,86	99,82	99,71	100,22	99,89	99,91	100,14
O	—	0,7	—	0,1	—	—	0,8	0,4
Or	1,5	1,8	2,3	4,1	4,3	1,9	3,7	6,4
Ab	24,2	22,4	26,8	29,6	24,7	25,7	28,2	35,1
An	29,5	33,4	25,6	23,6	28,1	30,9	25,9	16,3
Ac	—	—	—	—	—	—	—	—
Di	7,7	5,8	14,8	14,0	16,2	18,9	15,4	16,3
Hy	20,1	21,5	15,4	14,2	6,1	9,6	17,7	11,7
OJ	0,5	—	0,1	—	10,0	3,3	—	—
Mt	6,4	5,8	5,9	5,4	4,5	4,2	5,0	5,5
Ilm	8,9	7,5	8,3	7,7	5,6	4,8	6,3	6,9
Ap	1,3	1,1	0,8	1,4	0,5	0,7	1,0	1,3

Таблица 1 (продолжение)

Элемент	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	53,06	58,79	60,03	60,59	66,36	72,30	72,60	72,70
TiO <sub>2</sub>	2,11	1,06	1,33	1,03	0,34	0,21	0,20	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,05	14,66	15,08	14,17	14,70	13,18	12,78	12,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,46	3,53	4,74	4,27	3,68	0,82	0,88	0,86
FeO	6,86	7,01	4,28	5,06	1,21	2,25	2,02	2,06
MnO	0,33	0,37	0,08	0,48	0,12	0,08	0,08	0,07
MgO	2,58	1,11	1,64	0,92	0,05	0,01	0,01	0,01
CaO	6,31	4,57	3,80	3,78	1,75	0,84	0,69	0,62
Na <sub>2</sub> O	4,60	5,36	4,38	5,15	6,34	5,83	5,77	5,76
K <sub>2</sub> O	1,40	1,86	2,14	2,13	4,05	3,78	3,84	3,89
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,67	0,69	0,63	1,08	0,82	0,22	0,31	0,27
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,46	0,26	0,80	0,77	0,52	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,06	0,48	0,28	0,39	0,02	0,01	0,02	0,01
F	0,08	0,06	H.o.	0,07	H.o.	0,18	0,19	0,18
Cl	0,08	0,18	H.o.	—	H.p.	0,20	0,21	0,20
Сумма	100,12	99,99	99,22	99,98	99,96	99,91	99,60	99,70
O	3,6	7,6	13,8	11,6	10,1	22,0	23,9	23,7

Таблица 1 (окончание)

Элемент	9	10	11	12	13	14	15	16
Or	8,4	11,1	12,9	12,9	24,4	22,5	22,9	23,2
Ab	39,5	45,9	38,0	44,6	54,0	47,1	44,9	45,0
An	16,3	10,6	15,6	9,5	—	—	—	—
Ac	—	—	—	—	0,5	2,3	2,3	2,6
Di	7,1	7,9	1,6	6,2	7,7	3,7	3,0	2,7
Hy	13,8	9,5	11,4	8,8	1,1	2,0	2,2	2,3
OI	—	—	—	—	—	—	—	—
Mt	4,8	4,1	3,5	3,6	1,6	0,1	—	—
Ilm	4,1	2,0	2,6	2,0	0,7	0,4	0,4	0,4
Ap	2,6	1,2	0,7	0,9	0,1	0,0	0,1	0,0

1,2 – толеиты; 3–5, 7 – гавайиты; 6 – оливиновый толеит; 8, 9 – муджерит; 10–12 – бенморит; 13 – трахит; 14–16 – комедиит.

В петрографическом отношении [52, 249, 250] базальты представлены лабрадор-андезиновыми и битовнитовыми щелочными базальтами с различным соотношением плагиоклаза, клинопироксена, оливинна и основной массы. В трахитах фенокристы представлены олигоклаз-анортоклазом (до 90%) и эгирин-авгитом. Встречаются стекловатые разности. Аналогичные породы известны на островах Ревилья-Хихедо, Партида и Сан-Бенедикто. Химический состав пород островов представлен в работах [52, 250].

К востоку от о. Пасхи (в 415 км) находится о. Сала-и-Гомез на вершине одноименного хребта, расположенного вдоль трансформного разлома. Имеется много общего в структурном положении хребтов Сала-и-Гомез и Клиппертон, а также вулканических островов, хотя Клиппертон находится на восточном склоне Тихоокеанского поднятия. Аналогия отмечается не только в структурных позициях, но и в форме сочленения подводных хребтов с поднятиями, идущими от континентальных окраин Мексики и Перу [52, 231, 238, 297]. Сала-и-Гомез – вершина огромной подводной горы, не более 800 м в длину. Подводящий канал отсутствует, что, видимо, связано с эрозией вершины вулкана. Остаток вулкана сложен двумя потоками темно-серых оливиновых андезито-базальтов. Андезито-базальты имеют пиллоу-структурную, шлаковую поверхность. Возраст базальтов плейстоценовый или современный. Видимо, только верхний поток извергался в аэральных условиях. Хорошо выраженная трахи-тоидная структура обусловлена лейстами плагиоклаза ( $An_{30-40}$ ), количество которого достигает 60–70%. Здесь же встречаются оливин, магнетит и авгит. В фенокристах встречаются зерна оливинна до 1 мм в диаметре. Лавы богаты щелочами [249]. Таким образом, породы вулканических островов центральной части Восточно-Тихоокеанского поднятия различаются составом, степенью дифференцированности и уровнем насыщения кремнеземом, что, видимо, указывает на различный состав родоначальной магмы.

Восточный склон Восточно-Тихоокеанского поднятия в северной части имеет несколько островов, представленных асейсмическими хребтами (поднятиями), которые в отличие от срединно-океанических хребтов обладают пониженной подвижностью. Асейсмические хребты образу-

ют более или менее протяженные структуры шириной 250–400 км и длиной до 700–5000 км, которые часто трассируются из континентальных окраин. Для них характерны поднимающиеся с больших глубин (2000–4000 м) вулканические горы – вулканы. Следовательно, эти хребты имеют вулканическую природу [262]. Хребет Кокос расположен к востоку от Восточно-Тихоокеанского поднятия и простирается с северо-востока на юго-запад, от Коста-Рико по направлению к Галапагосским островам. Остров Кокос лежит на вершине хребта и имеет возраст изверженных пород около 2 млн. лет. Скважины, пробуренные на склоне Кокоосового хребта, обнаружили осадки среднемиоценового возраста, перекрывающие базальты. Возраст о. Кокос представляет большой интерес, так как дает возможность определить возраст вулканизма, ассоциирующего с зоной трансформных разломов, и минимальный возраст морского дна в тектонически активном регионе.

Вулканические сооружения острова сильно эродированы. Породы сложены базальтовыми потоками лав и агломератов. Фенокристы базальтов представлены плагиоклазом ( $An_{55-65}$ ,  $An_{80}$ ), оливином, авгитом. Основная масса состоит из плагиоклаза ( $An_{40-45}$ ), оливина, авгита, апатита. Модальный состав базальта (в %): плагиоклаза – 56, пироксена – 18, оливина – 13, рудного минерала – 11, апатита – 1. В составе комплекса изредка встречаются трахиты. Во вкраплениниках трахитов отмечается плагиоклаз, сандин, небольшое количество оливина, гиперстена, апатита и титаномагнетита.

Химический состав лав характеризуется высокой степенью окисленности [276], насыщенностью кремнеземом и содержанием титана, что выражается появлением нормативного кварца, гиперстена и гематита. Наиболее хорошо изучены вулканические породы Галапагосских островов, расположенных примерно в 1000 км к западу от Эквадора. Они включают 14 главных и многочисленные мелкие острова. Острова расположены у границы подводной платформы, вблизи стыка двух океанических хребтов различных направлений – северо-восточного (Кокос) и восточного (Карнеги). Галапагосский трансформный разлом пересекает Восточно-Тихоокеанское поднятие и продолжается на восток до Галапагосской подводной платформы. Рифтовая зона, пересекающая эту платформу, лежит в 100 км к северу от острова. Самый крупный остров Исаибела (120 км в длину и от 16 до 50 км в ширину) сложен лавами шести вулканов, пять из которых действующие. Главные щитовые вулканы имеют большие вершинные кальдеры. Остров Фернандина, отделенный от о. Исаибела проливом Боливара, представляет собой активный щитовой вулкан.

Возраст галапагосских вулканов не более 2 млн. лет. Большинство из них активно действующие: за последние 160 лет на островах Исаибела и Фернандина зарегистрированы 34 извержения. Основные действующие вулканы: Сьерро-Негро, Фернандина, Дарвин, Вольф, Церро Азул. Вулканы представляют собой морфологически хорошо выраженные конические постройки с привершинной кальдерой от 3 до 8 км в диаметре. Они приурочены к меридиональной и широтной системам трещинных нарушений. Как правило, начало активации вулкана сопровождается излиянием жидких базальтовых лав из центрального жерла, позднее – из трещин вокруг вершины. В поздних стадиях роста вулканов доминировали пирокласты.

Хорошей иллюстрацией эволюции вулканических структур является развитие вулкана Сьерро-Негро и бокового вулкана Чико, возникших

на радиальной трещинной зоне у края кальдеры. Извержения вулкана Чико близки к гавайским типам, хотя лавы похожи не характерны для островов Галапагос. Большая часть северного склона вулкана Сьерро-Негро сложена продуктами извержения, которые сопровождались выбросами пепла и обломков с образованием брекчии шлаковых лав, агглютинатов и пемзы.

По петрографическому составу лавы галапагосских вулканов относятся в основном к плагиоклазовым базальтам. Фенокристы составляют от 2 до 80% объема породы. Плагиоклаз преобладает в современных лавах вулкана Чико, где его количество достигает 28–43% ( $Al_{49-73}$ ). В лавах вулкана Вольфа он более основной ( $Al_{80}$ ), пироксен представлен мелкими зернами авгита. Его количество колеблется от 4–6% (вулкан Вульф) до 23–44% (вулкан Чико). Оливинина не более 2–4%. На о. Сан-Сальвадор (Джемс) известны оливиновые базальты и трахиты [298, 297].

Таким образом, для западных островов характерны толеиты, насыщенные кремнеземом, с низким содержанием калия, высокой степенью окисленности, общей тенденцией к обогащению  $FeO$  и  $TiO_2$ . Для вулкана Чико по сравнению с вулканом Сьерро-Негро, кроме того, намечается увеличение количества щелочей и обеднение кремнеземом. Как полагают некоторые исследователи, изменения в составе пород вулкана Чико отражают начало перехода вулканической группы вулкана Сьерро-Негро к стадии, характерной для вулкана Мауна Кеа. К другой группе относятся щелочные базальты восточных островов, для которых характерны недосыщенные кремнеземом серии пород, высокая глиноземистость, кальциевость. Кроме того, Чаб [240] указывает на наличие анальцима в интерстициях некоторых базальтов о. Сан-Сальвадор. Средний состав пород Галапагосского архипелага [238] показывает, что серия имеет щелочную тенденцию и эволюционирует в направлении трахитов [297]. При драгировании в Галапагосской рифтовой долине с глубины 4700 м подняты обломки базальтов [238], представленные вариолитовыми разностями и содержащие до 12% микрофенокристов плагиоклаза, оливина и пироксена. Плагиоклаз до 3 мм в диаметре резорбирован и зонален (в ядре  $Al_{63-61}$ , на краю  $Al_{47}$ ). Зерна оливина, 1–2 мм в диаметре, имеют состав  $Fo_{75}$ . Клинопироксен находится в виде очень мелких зерен. Базальты, поднятые со дна рифтовой долины, по составу отличаются низким содержанием  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$  и  $K_2O$ , но высоким  $SiO_2$ , что показывает на близость к типичным пиллоулавам Восточно-Тихоокеанского поднятия. Кэмпсе и другие исследователи [238] выдвигают предположение, что подводные хребты Карнеги и Кокос являются вулканическими по характеру и производными мантийного (*plume mantle*) поднятия [54, 250, 252].

Распределение микрозлементов, компонентный состав включений и газов в породах островов Восточно-Тихоокеанского поднятия изучались только на примере отдельных вулканов островов Пасхи, Кокос и Галапагосских (табл. 2, см. вкл.). Анализ этих данных показывает, что содержания сидерофильных элементов мантийной группы находятся на уровне кларковых или несколько выше. Некоторое исключение составляет ванадий, его содержание намного ниже кларкового. Питофильные элементы разделяются на две группы, в одной находятся Sn, Zr, Ga, В, содержание которых выше кларка в 1,5–2,5 раза, а в другой – Pb, Zn, Ag, находящиеся в породах в резком дефиците.

Корреляционные соотношения показывают ограниченные связи среди

Таблица 4

Состав газов в породах базальтоидных формаций Тихого океана, окраинных морей и островных дуг

Порода, место взятия	CO <sub>2</sub>		CO	
	МГ · МОЛЬ КГ	объем, %	МГ · МОЛЬ КГ	объем, %
Толеиты дна океана	12,56	51,26	3,10	17,81
Щелочные базальты Малых Курил	28,99	71,92	2,64	6,82
Базальты дна Японского моря	25,41	94,17	1,32	5,22
Базальты, Тасманово море, хребет Норфолк	11,54	68,90	3,31	19,76
Базальты, Тасманово море, хребет Лорд-Хау	243,67	91,10	13,01	4,86
Базальты, Большие Курилы	151,83	92,33	9,57	5,70
Анdezиты, Большие Курилы	18,43	72,98	5,53	24,16
Щелочные базальты Приморья	5,66	75,68	1,39	18,68
Анdezиты, Малые Курилы	46,66	80,29	5,96	10,39
Базальты, Новые Гебриды	67,30	95,50	2,11	2,99
Щелочные базальты, о. Уплындо и о. Чукота	62,94	96,48	0,42	0,64

элементов мантийного профиля: редкие и слабые связи Cu—Co, в литофилах наиболее высокие связи  $\text{Cu}—\text{Pb}—\text{Zn}—\text{Ga}—\text{B}$ , а также Sn с петрографическими окислами:  $\text{Na}_2\text{O}—\text{K}_2\text{O}—\text{SiO}_2$ . Наличие высоких связей элементов литофильной группы с силикатными указывает на механизм дифференциации, т.е. на последовательное обогащение алюмосиликатного расплава литофильными элементами. В этом отношении показательна корреляция кремнезема, калия, натрия, олова и хлора. Подобный тип корреляции характерен для базальтовых ассоциаций островов Восточно-Тихоокеанского поднятия, характеризующихся повышенной калиевостью. Поведение фтора противоположно проведению хлора. Оно положительно по отношению к сидерофильным элементам и отрицательно к алюмосиликатному расплаву, т.е. не связывается с остаточными жидкостями. Если учесть, что и содержание его резко дефицитно, то можно предположить дефторирование участков генерации магм на раннем, доинтрапеллурическом этапе.

Базальты дна долин Срединных хребтов относятся к долеритам, стекловатым базальтам, диабазам, метаморфически измененным разностям. Однако преобладающим по составу типом являются оливиновые толеиты, а в минеральном отношении — оливиновые разности (оловиновые толеиты), в меньшей степени плагиоклазовые. Кроме того, известны пикритовые базальты с высоким содержанием оливина. Для каждой из разностей характерны содержания породообразующих окислов, особенно глинозема, титана и калия. Так, для плагиоклазовых базальтов отмечается высокое содержание глинозема и низкое — титана.

Общей чертой химизма толеитов является низкое содержание  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2$ . Вариации составов базальтов осевой части хребта незначительны, с некоторыми отклонениями в латеральном направлении, а также между различными хребтами. Наибольшие вариации отмечаются в распределении редких элементов и особенно редкоземельных [250, 252].

CH <sub>4</sub>		H <sub>2</sub>		N <sub>2</sub>	
МГ · МОЛЬ КГ	ОБЪЕМ, %	МГ · МОЛЬ КГ	ОБЪЕМ, %	МГ · МОЛЬ КГ	ОБЪЕМ, %
0,15	1,05	5,49	29,88	—	—
2,39	5,32	3,66	10,73	2,00	5,21
0,12	0,18	—	—	0,18	0,43
0,70	4,18	1,20	7,16	—	—
0,83	0,31	9,97	3,73	—	—
1,34	0,74	1,89	1,23	—	—
0,24	0,64	0,84	2,22	—	—
0,08	1,18	0,16	1,91	0,21	2,55
0,62	1,08	1,74	3,03	2,99	5,21
0,35	0,50	0,23	0,33	0,48	0,68
—	—	1,88	2,88	—	—

Так, по данным рейса 9, пересекшего Восточно-Тихоокеанское поднятие у его сочленения с Галапагосским хребтом (скв. 81–84), базальты по химическому составу разделяются на типичные оливиновые толеиты с низким содержанием глинозема и высокоглиноземистые толеиты (DSDP, рейс 9). Кроме того, базальты дна рифтовых долин, отобранные драгированием, показали отклонение в содержаниях кремнезема, магния и особенно калия, что связано, по С. Харту [258], с подводным выветриванием, коррелируемым высоким содержанием воды в породах. Очевидно, те вариации состава, которые отмечались для различных частей хребта, связаны с частичным подводным выветриванием.

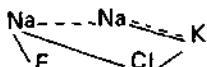
Анализ распределения микроэлементов показывает (табл. 3, см. вкл.), что элементы мантийного профиля близки к кларковым содержаниям, с небольшим дефицитом для Ni и Co. Элементы-литофиллы, кроме олова, имеют низкую концентрацию, и по уровню они близки к островным базальтам срединно-океанических хребтов, что является особенностью базальтов этой системы [210, 226].

По данным Дж. Шиллинга [209], существуют островные толеиты с аномально высокими концентрациями литофильных элементов и высоким отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Это, по его мнению, связывается с различными типами мантии под островами. Одним из таких районов является Галапагосский рифт с аномально высоким магнитным полем. Между тем сравнение данных табл. 2 с данными по базальтам дна хребтов, а также результаты исследований [226] не подтверждают эту гипотезу.

Магнитная аномалия, возникшая в Галапагосской рифтовой зоне меньше 3–4 млн. лет назад, вызвана повышенным содержанием железа (ферробазальты) по сравнению с базальтами других зон (рифт Коста-Рико и др.). Однако в основном это связано с различной степенью фракционирования плагиоклаза, оливина и авгита [226]. Модальный и нормативный составы этих базальтов показывают, что основной кристал-

лической фазой является плагиоклаз ( $An_{75}$ ), в минимальных количествах — оливин и еще меньше — пироксен. На диаграмме оливин — плагиоклаз — пироксен фигуративные точки базальтов Галапагосского хребта попадают в область "сухой" эвтектики плагиоклаз — оливин — пироксен, т.е. давление водного флюида было минимальным. Это подтверждается и данными изучения газов-включений в минералах (плагиоклаза). Основная доля представлена восстановленными формами углерода, а также водорода (табл. 4). Анализ корреляций маточных расплавов на уровне интрателлурической кристаллизации показывает весьма слабые связи пордообразующих окислов Mg, Fe, Ca с сидерофильными элементами. И только после интрателлурического отделения расплава возникают связи  $MgO-Ni$ ;  $Ni-Cr-V$ . Соотношение  $Mg/Fe$  в маточном расплаве меняется от 2,1 до 0,7,  $Na/Ca$  — от 0,96 до 9,22. Соотношение щелочей, хлора и фтора несколько иное. В первичном расплаве повышено содержание калия и хлора. В дальнейшем происходит накопление фтора в остаточном расплаве, а калий выносится (проявляется некогерентность). Это выражается более высокой положительной корреляцией фтора и магния и отрицательной — магния и калия в остаточном расплаве. Такая тенденция наследуется от первичного расплава. Вынос калия на ранней стадии обособления расплава, т.е. обеднение калием остаточного расплава и обогащение его железом, — одно из проявлений толеитовой тенденции. При этом необходимым условием является "сухость" системы.

При повышении фугитивности кислорода, особенно в такой системе, как рифтовая, где возможно проникновение морских вод в магматические очаги, происходит окисление и появление в стеклах обособлений, состоящих из окисленного железа. Заслуживает внимания рассмотрение поведения натрия в стадии первичного расплава и остаточного — после интрателлурической кристаллизации. Существует преемственность, общая тенденция между содержанием натрия и хлора, в первичном и остаточном расплаве. Эта связь выражается схемой



которая показывает, с одной стороны, преемственность в отношении натрия, с другой — новое качество — рост натрово-хлоридной тенденции в силикатном расплаве.

### ВУЛКАНИЗМ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО БАССЕЙНА

В центральной части Тихого океана, западнее Гавайского архипелага и восточнее Маршалловых островов, расположен Центрально-Тихоокеанский бассейн с глубиной до 5000 м. В центральной части бассейна проходит хребет Лайн с отдельными островами. Скважины 164—171 рейса 17 судна "Гломер Челленджер", пробуренные в различных частях бассейна, дают полную характеристику состава второго океанического слоя. Остановимся более подробно на характеристике геологических позиций этих скважин, состава пород, полученных при бурении, и интерпретации этих данных, так как они представляют несомненный интерес в связи с тем, что в пределах некоторых подводных вулканов выделены толеитовая и щелочная базальтовая серия. Взаимоотношения этих серий во многих случаях на островах остаются невыясненными. Наибольший

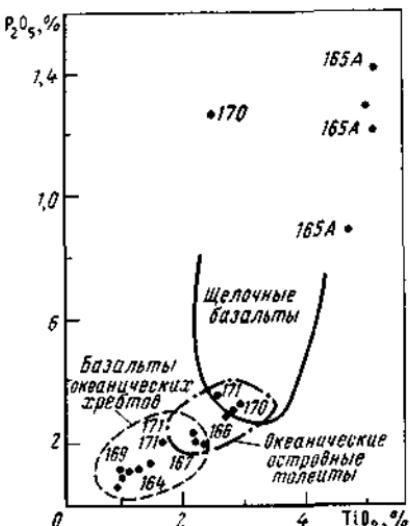


Рис. 3. Корреляционные соотношения содержаний  $P_2O_5$  и  $TiO_2$  в базальтах скважин 164, 165, 166, 170 и 171 Центрально-Тихоокеанского бассейна [234]. Оконтурированные поля различных типов пород выделены по опубликованным данным

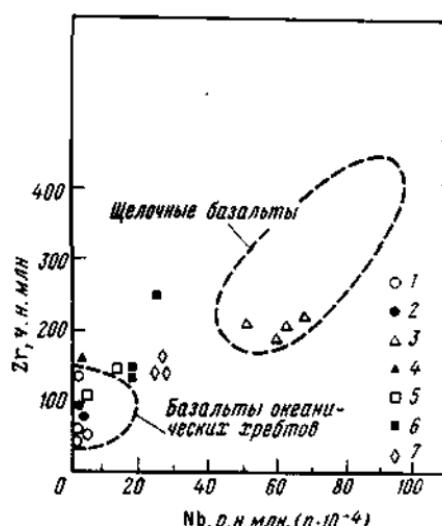
Рис. 4. Корреляционные соотношения содержаний Nb и Zr из скважин Центрально-Тихоокеанского бассейна

1 — толеиты скв. 169; 2 — толеиты скв. 164; 3 — щелочные базальты скв. 165 А; 4 — толеиты скв. 166; 5 — толеиты скв. 167; 6 — толеиты скв. 171; 7 — толеиты скв. 170

интерес представляют несколько скважин, пересекающих осадки дна океана, а также фундамент (слой 2).

Скважина 165А расположена западнее цепи островов Лайн. Она пересекает сильно дифференцированные потоки щелочных лав (гавайитов, меджиеритов), перекрытых осадками, выносимыми с архипелага. Предполагается, что эти базальты связаны с островным архипелагом и не являются породами фундамента (слой 2). По-видимому, они интрудируют нижележащие породы. К группе щелочных базальтов предположительно относятся и породы скв. 170. В основании скважины вскрыт сильно измененный силл океанического островного толеита, возможно, щелочного базальта. Здесь же встречен обломок муджиерита, который может представлять собой поток или силл, а также обломок, связанный с турбидитами. Если муджиерит изливается в виде потока, то можно утверждать, что он указывает на извержение сильно дифференцированных магм непосредственно из мантии, так как скважина пересекает донные осадки и не расположена в пределах какого-либо гайота.

Скважина 171 пересекает гайот. Верхняя часть скважины представлена осадочной толщей, перекрывающей вулкан. В средней части скважина вскрывает базальт с большим количеством псевдоморфоз по фенокристалм и микрофенокристалм оливинса. Под слоем осадочных пород в нижней части скважины вскрываются порфировые оливиновые базальты. По характеру распределения петрогенных и редких элементов (рис. 3, 4) можно предположительно отнести нижний базальтовый покров либо к океаническому островному толеиту, либо к щелочному базальту, а подушечные базальты верхнего горизонта — к океаническому остров-



ному толеиту. Несмотря на то что этот базальт следует считать интрузивным вдоль зоны Молокай, можно допустить извержение его на поздних стадиях формирования гайота [234]. Следует добавить, что оба горизонта базальта сильно изменены. В связи с этим нет достаточных оснований для утверждения определенной эволюции и взаимоотношениях толеитовой и щелочной серий на примере гайота Горизон [51]. Несомненный интерес представляет скв. 167, расположенная на поднятии Магеллана, и скв. 169 – на океаническом дне. Магелланово поднятие – это обширное вулканическое сооружение, которое не достигло уровня моря и погребено под слоем осадков, под которыми находятся базальты. Судя по составу и микроэлементам, породы (см. рис. 3, 4) могут быть отнесены к толеитам океанических хребтов. Вопрос об их отнесении к более определенной группе остается открытым. В скв. 169 сеноманские и туронские осадки интрудированы диабазовым силлом. В нижней части скважины вскрыты подушечные базальты толеитового состава. Согласно графику как силл, так и подушечные лавы имеют весьма низкие концентрации малых элементов. В некоторых случаях силл оказывается в поле щелочных базальтов.

Изверженные породы, вскрытые в семи скважинах в центральной части глубоководного бассейна Тихого океана, можно отнести к лавовым потокам, пиллоу-лавам и силлам. Кроме того, в скважинах обнаружен вулканический материал в осадочных породах, что свидетельствует о вулканизме, который проходил после формирования плиты на гребне Восточно-Тихоокеанского поднятия, или вулканизме и эрозии в более позднее время (гайот Горизон).

Петрографическое изучение пород скважин 17-го рейса DSDP показало высокую степень их изменения. Особенно это касается пород, вскрытых скв. 167, 170, 171. Эти процессы привели к полному изменению первичной структуры пород, минералов и стекловатой массы. В этой связи трудно интерпретировать происхождение пород и определять типымагм. Нам удалось провести исследования слабо измененных и неизмененных пород. Получены данные химического, минералогического, геохимического и изотопных определений. Тем не менее химические, минералогические и геохимические исследования, а также данные изотопных определений сделаны в наиболее свежих породах. По петрографическому составу породы относятся к плагиоклаз-пироксен-оливиновым разностям с большим количеством стекловатого мезостазиса. Опак-минералы из мезостаза представлены титаномагнетитом, магнетитом и ильменитом. Доля ульвошпинели, определенная по параметрам решетки  $\{a_0\}$  и относительному содержанию титана, колеблется до 60% и меньше, обычно 10–15%. Ильмениты чаще встречаются в базальтах скв. 165А и 171. Это позволяет в какой-то степени судить о флюидном режиме формирования базальтов, а соотношения оливин–плагиоклаз–пироксен, воспроизведенные на диаграммах [199], дают основания более определенно предполагать давление водного флюида в момент его интрателлурической кристаллизации. Проанализированные образцы оказываются аномально обеднены кальцием (скв. 167, 170, 171) и, наоборот, обогащены натрием, так как последний компенсирует потерю кальция до определенного уровня (ввиду их независимости), что обычно приводит к увеличению щелочности.

Некоторые малые элементы, не подверженные перераспределению в результате изменения, являются более надежными индикаторами ( $Zr$ ,  $Va$ , редкоземельные и др.), но они выносятся при разложении минералов-

концентраторов. Потеря Na, K и Ca приводит к уменьшению щелочности. Как следует из диаграмм (см. рис. 3, 4), породы из гайота Горизон (скв. 171), поднятия Магеллана (скв. 167) и нижней части силла (скв. 170) могут оказаться аномально толеитовыми в результате потери этих элементов. Учитывая эти данные, можно отнести основную часть базальтов к толеитовой островной серии, а другую, более щелочную — к оливин-щелочной. На примере гайота Горизон можно предположить, что нижние щелочные базальты сменились более поздними толеитовыми сериями.

Сказанное выше позволяет заключить, что деформация и изменения базальтов океанического хребта (скв. 164, 166) и базальтов фундамента (скв. 169) связаны с перемещениями при раздвижении океанической коры. Базальты потоков и силлов (базальты скв. 165А, силл скв. 169 и силл в основании скв. 170) расположены далеко от хребта, потому их изменение связано с остыванием и гидротермальной деятельностью вулканического этапа, не имеющего отношения к раздвижению океанического дна в хребтах. Рассмотрим особенности двух типов базальтов: толеиты, представляющие второй слой и предположительно относимые к производным вулканизма при раздвижении вдоль океанического хребта (скв. 164, базальты пиллоу-лав скв. 169 и др.), щелочные базальты, не связанные с этим раздвижением и являющиеся более молодыми (скв. 165, 170).

Данные изотопного состава [234] показывают, что отношение Rb/Sr не является надежным, так как оно зависит от степени изменения и влияния морской воды. Изотопные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в общем близки и не критериальны. Более надежны отношения изотопов свинца, особенно радиогенного. Согласно этим данным силл скв. 169 более радиогенен по сравнению с породами фундамента. Если он не контаминирован, а базальты силла являются дериватами мантии, то для него такое повышение изотопного отношения сравнительно с толеитами несколько необычно. Могут быть два альтернативных объяснения. Одно из них состоит в том, что базальты силла являются щелочными дериватами мантии, которым свойственно высокое содержание радиоактивных изотопов свинца. Другое предполагает, что толеитовые или щелочные базальты были контаминированы радиогенным свинцом воды при кристаллизации. Океанические породы с подобным содержанием свинца известны на островах (Иво Яма, Пасхи, Канарских и др. [252]). В то же время известны базальтовые серии с щелочной тенденцией, для которых характерно высокое содержание радиогенного свинца. Гаст [252] считает это аргументом против контаминации радиогенного свинца. В связи с этим можно сделать вывод, что силл скв. 170, а также силл скв. 169 являются первичными щелочными породами и дериватами мантии. Все эти данные свидетельствуют о том, что часть базальтов скв. 164, 167, 169, 170, 171 следует рассматривать как представителей фундамента океанического дна (слой 2), которые согласно гипотезе плитовой тектоники возникли при раздвижении срединно-оceanического хребта в меловое время (согласно определениям возраста осадков, перекрывающих базальтовый слой 2 скв. 169). Базальты с щелочным уклоном (силлы скв. 165А, 169, 170 и др.) можно рассматривать как более молодые, интрудированные в осадки и являющиеся дериватами мантии.

В табл. 5 (см. вкл.) представлены содержание микрозлементов, состав базальтов и расплавленных включений в минералах из скв. 164, 167, 169, вскрывающих слой 2 океанического дна. Анализ данных показывает, что ми-

край элементы мантийного профиля находятся на уровне клярковых содер-  
жаний и резко обеднены литофильными (особенно Pb). Это характерно  
и для базальтов островов Восточно-Тихоокеанского поднятия. Первич-  
ные расплавы, судя по данным расплавных включений в минералах,  
были более железистыми, натровыми и хлоридными. После интрапел-  
лурической кристаллизации расплав становился более калиевым и фто-  
ристым. Режим флюидов имел пульсационный характер, судя по меняю-  
щимся соотношениям плагиоклаз—пироксен—оливин. Наличие магне-  
тита, а в некоторых случаях титаномагнетита и ильменита подтверж-  
дает это предположение.

Как уже отмечалось выше, базальты скв. 165, а также силлы скв. 169  
и 170 по составу и распределению микроэлементов (табл. 6, см. вкл.) отнесе-  
ны с некоторой долей условности к более щелочным базальтам, вернее,  
к базальтам с тенденцией к щелочному уклону. По сравнению с океани-  
ческими толеитами и толеитами океанических хребтов они более калие-  
вые и железистые. Причиной тому могут быть вторичные изменения.  
Как полагают Басс [234] и другие исследователи, щелочность является  
первичной и связана с мантийными дериватами. Все же изменение оказы-  
вало влияние на состав и прежде всего на характер распределения таких  
микроэлементов, как Ni, Cr и др.; они были вынесены. Первичные рас-  
плавы, судя по данным расплавленных включений, были более магне-  
зиальными и более натровыми и хлоридными. Соответственно соотноше-  
ние Mg/Fe, Na/K и Fe/Cl в первичных расплавах было 0,9; 2,8; 0,13, а в  
остаточных — 0,5; 1,6; 2,2, т.е. дифференциация имеет тенденцию к бо-  
льше калиевым, железистым и фтористым разностям. Наличие в этих по-  
родах ильменита позволяет судить о более восстановительных условиях  
их формирования, чем формирование толеитов.

## ВУЛКАНИЗМ ПОДНЯТИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Примерами вулканических островов центральной части Тихого океана  
являются Гавайский архипелаг и Туамоту, а также вулканы Маркизских  
и других островов. Поднятие Туамоту своим юго-восточным концом  
уликается в Восточно-Тихоокеанское поднятие (см. рис. 1).

Гавайский архипелаг состоит из ряда островов, расположенных линей-  
но и представляющих вершины гор подводного хребта, большая часть  
которых, особенно на северо-западном конце, находится ниже уровня  
моря. Эта цепь протягивается более чем на 3500 км от подводной горы  
Калахай на северо-западе до о. Гавайи на юго-западе. Вдоль архипелага  
симметрично вулканической цепи протягиваются с обеих сторон впадины,  
которые на 700 м глубже обрамляющего его дна океана. Для большин-  
ства щитовых вулканов имеются центральные жерла. В целом для цепи  
на северо-западе характерны погруженные вулканы, в центральной части  
они пассивные в тектоническом плане, сильно эродированные, а на юго-  
востоке активные. Определение возраста вулканических пород с островов  
архипелага показывает их систематическое омоложение с северо-запада  
на юго-восток вдоль цепи [279, 241, 261, 319, 308, 337]. Так, на отрезке  
от о. Каизи до Гавайи возраст пород снижается от 5,6 до 1 млн. лет и до  
современного возраста пород у действующих вулканов.

Извержения толеитовых лав неоднократно повторяются и в начале  
их извержения, и на стадии затухания вулкана. Хотя Гавайская цепь  
имеет линейное простиранье, вулканы слагают индивидуальные щиты

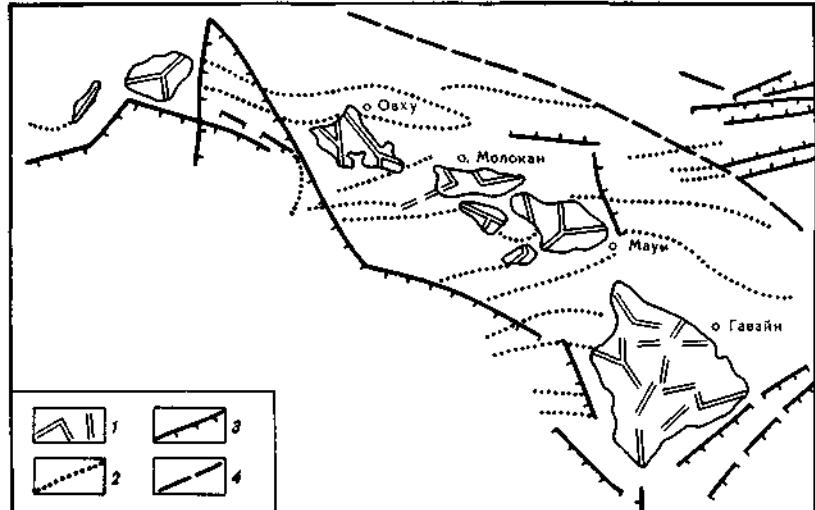


Рис. 5. Основные структурные элементы юго-восточной части Гавайской вулканической цепи

1 – вулканические рифтовые зоны; 2 – контуры магнитных аномалий; 3 – предполагаемые разломы; 4 – ось гавайской депрессии

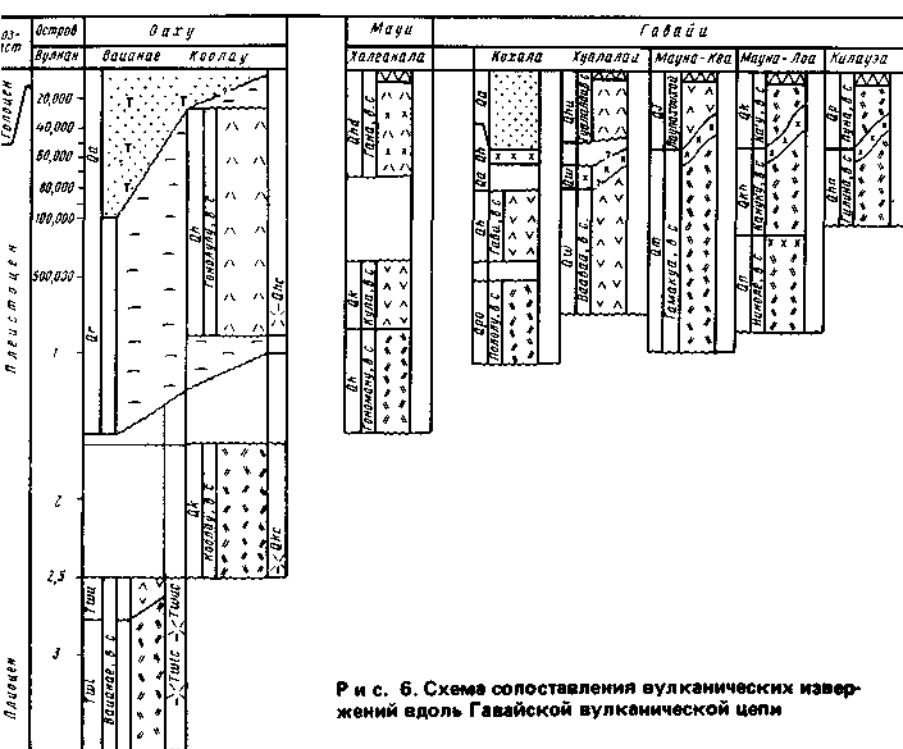


Рис. 6. Схема сопоставления вулканических извержений вдоль Гавайской вулканической цепи

и смещены относительно оси хребта до 75 км. В пределах островов вулканы слагают несколько линейных цепей, которые расположены кулисообразно. Каждая вулканическая постройка характеризуется отдельной положительной гравитационной аномалией (обычно около 300 мгалл) что дает основание говорить о наличии вертикальных магматических колонн, уходящих в мантию. Сейсмическая скорость в этих тела: 7,7 км/с. Очевидно, они представляют собой зоны питания вулканов. Как правило, извержению вулканов предшествуют землетрясения с глубиной гипоцентров 40–60 км. По мере продвижения вулканического материала вверх по колонне глубина землетрясений уменьшается, вплоть до выхода их на поверхность вместе с излиянием лав [247].

О Гавайском вулканическом архипелаге написано много работ [275, 276, 268, 287, 250, 249]. Следует кратко изложить наиболее важные данные, появившиеся в последние годы. Основные структурные элементы Гавайской вулканической цепи, ее юго-восточной части (см. рис. 5, 6) определяются направлением разломов и депрессий вокруг нее. По представлениям Л.И. Красного [87], внутриокеанические вулканические пояса развиваются в пограничных межблочных структурах непосредственно под воздействием глубинного магмообразования. Горные хребты, представленные щитовыми вулканами, приурочены к крупным линейным нарушениям, проникающим в верхнюю мантию. Гавайская вулканическая цепь обрамлена краевой депрессией, мощность коры в которой намного меньше, чем под хребтом (7,1 км), тогда как под островами она равна 21 км. Для нее характерны положительные аномалии и увеличение мощности коры до 12–18 км. Это свойственно всем вулканическим цепям внутри океана. Эволюция вулканизма в пределах цепи находится в определенной зависимости. Так, на наиболее изученных островах-вулканах юго-восточной группы (Гавайи, Мауи и Оаху, рис. 7–9) распространены основные вулканические серии островов, по А. Беннисону, наиболее молодые комплексы развиты на самом южном острове Гавайи; к северо-западу возраст вулканических пород удруевается. Наиболее хорошо это иллюстрируется на схеме сопоставления по островам (см. рис. 6). Более детально возраст комплексов в северо-западной части Гавайской цепи представлен в работах [261, 308].

Все вулканы Гавайских островов относятся к щитовому типу, с широким основанием и плоской вершиной. Этот морфологический тип вулканов получил название гавайского.

1. Ранняя стадия — образование щита с извержением очень жидких базальтовых потоков, имеющих большую подвижность.

2. Зрелая стадия — оформление кальдеры. На этой стадии происходит формирование мощного лавового покрова как из вершинного кратера, так и на флангах вулкана. Первая стадия и вторая близки по времени проявления. Лавы этих стадий представлены первичным базальтом, пирокластические породы имеют объемы не более 1% от всей массы.

3. Стадия старения — появление возвышающейся вершины, сложенной пирокластами. Лавы представлены дифференцированными продуктами извержения.

4. Стадия омоложения (постэрэзионная) обычно проявляется после длительного периода спокойствия вулкана, в течение которого эрозия образует глубокие каньоны. Породы резко отличаются от пород ранних стадий своим составом. Это обычно нефелиновые базальты, родственные им щелочные породы и недосыщенные оливиновые базальты.

Не все гавайские вулканы формировались одинаково. Очень актив-

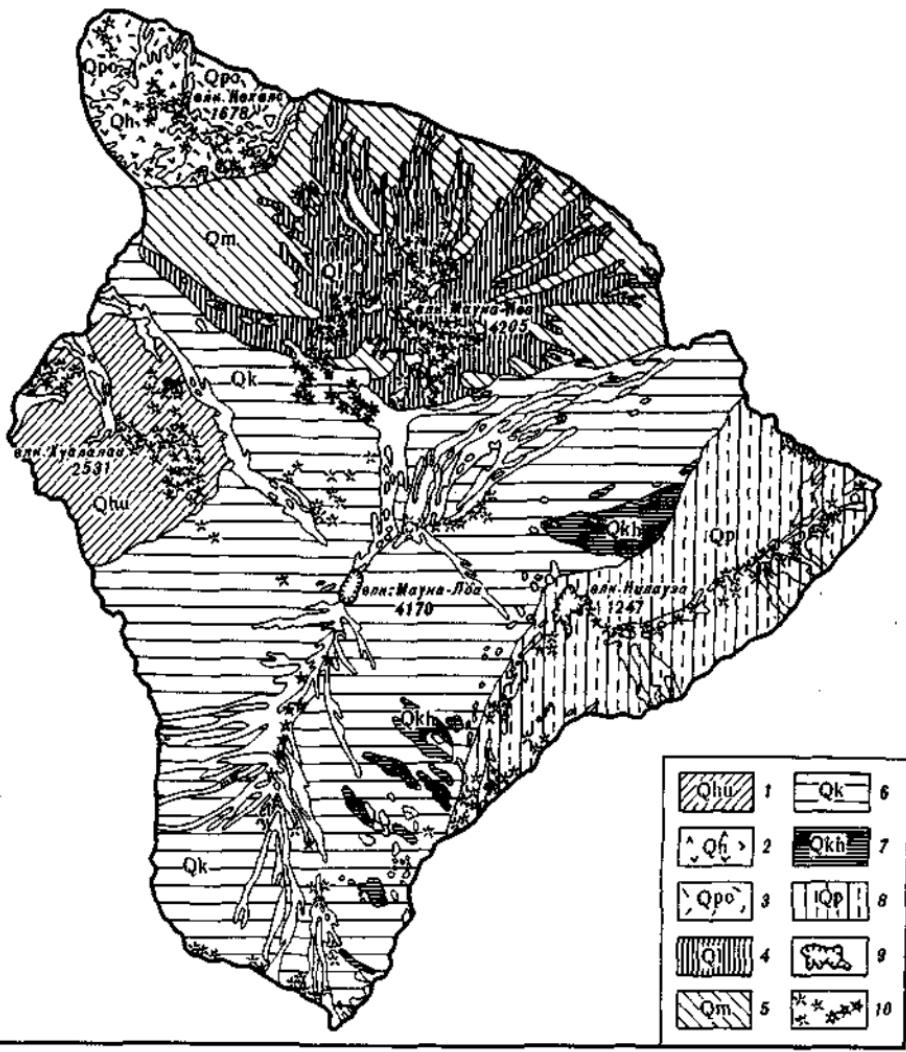


Рис. 7. Геологическое строение острова Гавайи. Плейстоценовые и современные вулканические породы, вулкан Хуалалаи

1 — серия Хуалалаи, вулкан Кохала; 2 — серия Гави; 3 — серия Полопу, вулкан Мауна-Кеа; 5 — серия Гамакуа, вулкан Мауна-Лоа; 6 — серия Кай; 7 — серия Каухуку, вулкан Килауэа; 8 — серия Пона; 9 — кратер; 10 — центры извержений

ные вулканы Мауно Лоа и Килауэа прошли только две стадии. Так, вулкан Ланаи закончил активность, когда еще не полностью была сформирована кальдеры. Некоторые вулканы вообще никогда не образовывали кальдер. Большинство исследователей считают, что толеитовая серия составляет большую часть объема фундамента щитового вулкана и соответствует начальному этапу вулканизма и его зрелой стадии. На заключительных этапах происходит извержение щелочных лав, а в некоторых случаях (в постэррозионную стадию) — нефелиновых базальтов. Толеитовые и щелочные лавовые образования выделены в две серии — толеито-

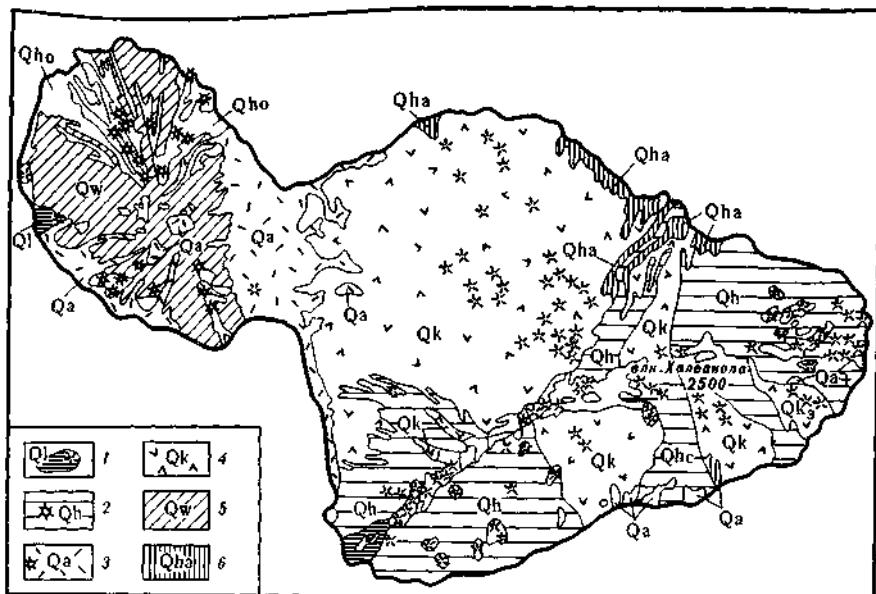


Рис. 8. Геологическое строение острова Мауи

Плейстоценовые и современные вулканические породы: 1 – серия Лохайна, 2 – серия Хана; плиоценовые и плейстоценовые породы: 3 – серия Гонолуа, 4 – серия Кула; 5 – серия Ваипику; 6 – серия Гономану

ую и щелочную, которые для каждого вулкана имеют свое стратиграфическое название. Подробные стратиграфические взаимоотношения приводятся в работе Макдональда и Катсера. Возрастные соотношения проявлений толеитового вулканизма по островам Гавайского хребта, а также Императорских подводных гор видны из работ [276, 261, 308].

В северо-западном направлении возраст вулканизма удруевняется. Однако можно утверждать, что проявления толеитового вулканизма для каждого щитового вулкана соответствовали отрезку времени, приблизительно равному жизни вулкана, субаэральная часть которого, по данным палеомагнитных исследований, формируется за 0,7–0,9 млн. лет. Базальты атолла Мидуэй, находящегося на стыке Гавайской и Императорской цепей, имеют возраст около 15 млн. лет. Для вулканитов основных Гавайских островов, таких, как Кауа-Килауза, находящихся на параллельных линиях и расположенных кулисообразно, соотношение расстояние – возраст линейно возрастает. Вместе с тем для вулканов Нихоа-Ниихау, находящихся в одном ряду, отмечается синхронность вулканизма, хотя вулканы отделены один от другого более чем на 200 км.

Суммируя все данные по Гавайской вулканической цепи, можно сделать следующие выводы: 1) Гавайский хребет вместе с Императорскими подводными горами является частью единого хребта щитовых вулканов, извергавшихся в течение кайнозоя; 2) цепь не является простой линейной структурой, в ней проявлены кулисообразные сегменты, которые могут быть результатом растяжений в Тихоокеанской пластине; 3) возраст вулканов обычно более древний на севере и более молодой на юге цепи.

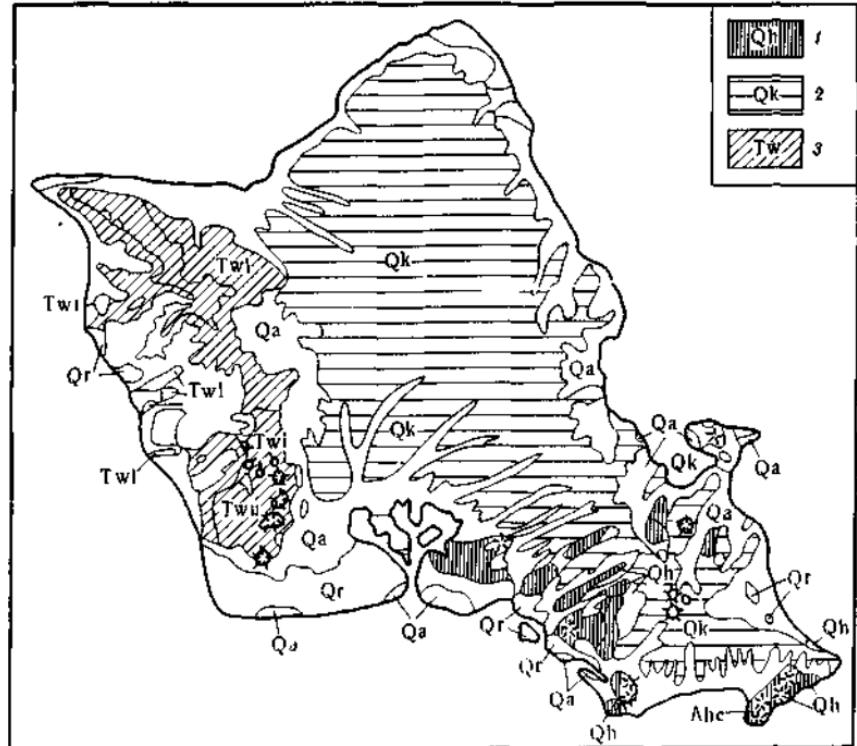


Рис. 9. Геологическое строение острова Оаху

Плейстоценовые породы 1 – серия Гонолулу, 2 – серия Коолу, 3 – серия Вааниаз (нижний, средний и верхний отделы)

Как уже отмечалось, первичные лавы слагают основную массу гавайских вулканов и относятся к толеитам, насыщенным кремнеземом. Даже пересыпанные породы обычно содержат фенокристы оливина, частично резорбированного. Градация пород от пересыпанных до недонасыщенных, как правило, постепенная. В недонасыщенных оливиновых толеитах (оceanитах) оливина содержится до 50%. Отмечаются слабые различия в составе вкрапленников толеитов в различных вулканитах. Но эти различия не относятся к последней стадии извержения. Лавы одних вулканов показывают слабое увеличение содержания щелочей к концу извержения толеитовых базальтов, в других они увеличиваются в начальные стадии. В вулканах типа Халеакала щелочные базальты и близкие им породы появляются в средней и поздней стадиях кальдерного заполнения. В вулканах типа Кохала они встречаются только в самой верхней части вулкана, т.е. отмечается связь с толеитами, которые предшествовали им. Таким образом, щелочные ассоциации пород характерны как для толеитовых, так и для оливиновых базальтов в вулканитах типа Кохала и Халеакала. Кислые дифференциаты для двух серий имеют конечными членами риодациты для толеитовой серии и натровые трахиты для щелочной. Эволюция внутри серии контролируется кристаллизационной дифференциацией. Каждая серия показывает различное направление дифференциации.

Характер распределения микрозлементов изучался ранее [249, 250]. Здесь следует подчеркнуть, что как щелочная, так и толеитовая серия

характеризуются высокими, как правило выше кларка (табл. 7, см. вкл.) , уровнями сидерофильных элементов. По нашим данным, содержание для толеитовой серии выше в 1,5–2 раза. Литофильные элементы разделяются на две группы: цинк и олово превышают кларковые значения, а бор и свинец в несколько раз меньше кларковых. Корреляции среди элементов наиболее хорошо проявлены в группе сидерофилов, в группе литофилов они практически отсутствуют или малозначительны. В первичных расплавах высокими являются корреляции Mg с В, Sn, Pb, а также Na с Cl и особенно F. Это свойственно и остаточному расплаву, но величина корреляции возрастает.

Анализ состава расплавленных включений и пород показывает, что в процессе дифференциации возрастает доля натрия и кальция. Соотношение F/Cl повышается мало. Флюидный режим характеризуется высокой восстановительностью; давление водного флюида было незначительным. Так, на диаграмме  $Pf-OI-Px$  все они находятся в области оливиновых разностей и попадают на котектическую кривую  $Px-OI$  в область "сухих" давлений [199]. Южнее Гавайской петрографической провинции выделяется несколько архипелагов вулканических островов (Туамоту, Кука, Маркизских), отличающихся спецификой состава, что позволяет исследователям этого региона Тихого океана выделить лавы в таитянскую серию – наиболее щелочную серию Тихого океана [278].

На о. Таити выделяются две фации вулканических проявлений – эфузивная и плутоническая. Эфузивная фация представлена от анкарамитов до нефелиновых базальтов, через промежуточные разности (таититы) до трахитов и нефелиновых фонолитов. Плутоническая серия гетероморфна эфузивной фации, аналогична по химическому составу и имеет тенденцию к эволюции от оливиновых тералитов через эсекситы и монцониты к сиенитам и нефелиновым сиенитам. Хотя эти две серии химически эквивалентны, они различаются направлениями дифференциации. Одна группа сильно недосыщена и представлена нефелиновыми сиенитами и фонолитами, а другая – содержит небольшое количество или модального, или нормативного нефелина и имеет тенденцию к эволюции к трахитам или сиенитам, т.е. к постоянному повышению кремнезема к заключительным дифференциатам. В основном базальты Таити обычно содержат модальный анальцим и более редко – нефелин или содалит. Мелилитсодержащие базальты не известны на острове. В настоящее время ввиду отсутствия пород со склонов подводных гор трудно что-либо сказать в целом о вулканических постройках этих островов. Ясно одно: лавы островов имеют наибольший минимум насыщения кремнеземом и небольшие пределы колебаний составов. Анализ распределения микроэлементов о. Таити и сопоставление с гавайскими лавами дают представление о наличии близких соотношений – о высоком уровне сидерофилов и их корреляционных связях. К этой группе примыкают калий и хлор, что, видимо, указывает на их глубинный источник.

В процессе дифференциации в интратеплурическую fazу происходит обогащение остаточной фазы калием и фтором. Соотношение F/Cl в глубинных и остаточных расплавах меняется от 0,2 (т.е. глубинные более хлористые) до 2,0 с обогащением, помимо фтора, еще и водой. Это выражается в кристаллизации биотита, роговой обманки и анальцима, т.е. давление водного флюида резко возрастает к заключительным этапам дифференциации. Характерно, что это оказывается и на минеральном составе: появляется большое количество пироксена, кристаллизация которого, как известно, сдвигается к эвтектике с более высоким флюид-

ным давлением воды. Именно в этот период, несмотря на возрастание фтора и калия, высокие корреляционные соотношения для фтора отмечаются с натрием, что, видимо, имеет и петрологический смысл: высокая щелочность титановых лав (фонолитов) связана с резким обогащением натрием, а также водой. Вулканические стекла (титаны, фонолиты) обогащены водой. Дифференциация небольшого количества кислого трахитового остатка, обогащенного щелочами и водой, сопровождается интенсивной ликвацией [182].

## ОКЕАНИЧЕСКИЕ КОТЛОВИНЫ

Глубоководное бурение, а также траление показали широкое распространение базальтов в глубоководных котловинах. Наибольшее скопление вулканических построек отмечается в юго-западной и центральной частях Тихого океана. Они расположены в одиночку и группами и представлены гайотами с различным превышением над дном океана. В большинстве случаев лавы, слагающие гайоты, перекрыты морскими осадками с большим количеством пеплового материала. Пробуренные скважины в различных районах Тихого океана [244] в большинстве случаев показали значительную мощность осадков, перекрывающих базальты. И только в отдельных скважинах, пробуренных в верхней части гайотов (скв. 183, 192 и др.), базальты вскрыты под небольшой мощностью осадков. Возраст базальтов, определенный калий-аргоновым методом, а также на основании фаунистических находок в вышележащих слоях, колеблется от четвертичных и современных (в зоне разломов и рифтовых долин) до юрских в западной части Тихого океана [244].

Данные изучения абиссальных котловин и желобов показывают, что преобладающим типом является океанический толеит [250]. Типичные представители этих толеитов — базальты, полученные при бурении скв. 163 в центральной экваториальной части Тихого океана между трансформными разломами Клиппертон и Кларисон. Дно глубоководной котловины представляет собой слабо всхолмленную равнину с отметками ниже уровня моря до 5320 м. Небольшие холмы высотой от 50 до 100 м и диаметром от 4 до 10 км покрывают дно. Базальты вскрыты скважиной на глубине 5593 м ниже уровня моря или 276 м ниже поверхности дна. Возраст осадков определен как верхнемеловой (ранний кампан). Базальты по характеру взаимоотношения могут быть определены как образования, близкие к пиллоу-лавам с небольшой степенью подводного изменения. В корне ясно выделяются семь потоков с хорошо выраженнымми нижними и верхними корочками стекла. В тонких стекловатых корочках наблюдаются три зоны: стекло, глобулы и афантитовые участки с агрегатами из кристаллов до 2–4 см. В стекловатой зоне отмечаются редкие скелетные микролиты плагиоклаза, оливина ( $Fo_{88}$ ), глобулей коричнево-красного цвета, диаметром 0,1–0,3 мм, а также содержатся мелкие зерна плагиоклаза и оливина. Анализ стекла глобулей из базальтов вскрыл небольшие различия в распределении основных петрогенных окислов. В качестве микрофенокристов в породе присутствуют плагиоклаз, пироксен, оливин. Кроме того, в основной массе встречается оливин ( $Fo_{88}$ ). Плагиоклаз представлен натровыми разностями ( $An_{50-45}$ ). Зональные кристаллы плагиоклаза в ядрах имеют состав  $An_{64-71}$ . На основании петрографических особенностей можно установить [317], что кристаллизация фенокристов оливина, плагиоклаза про-

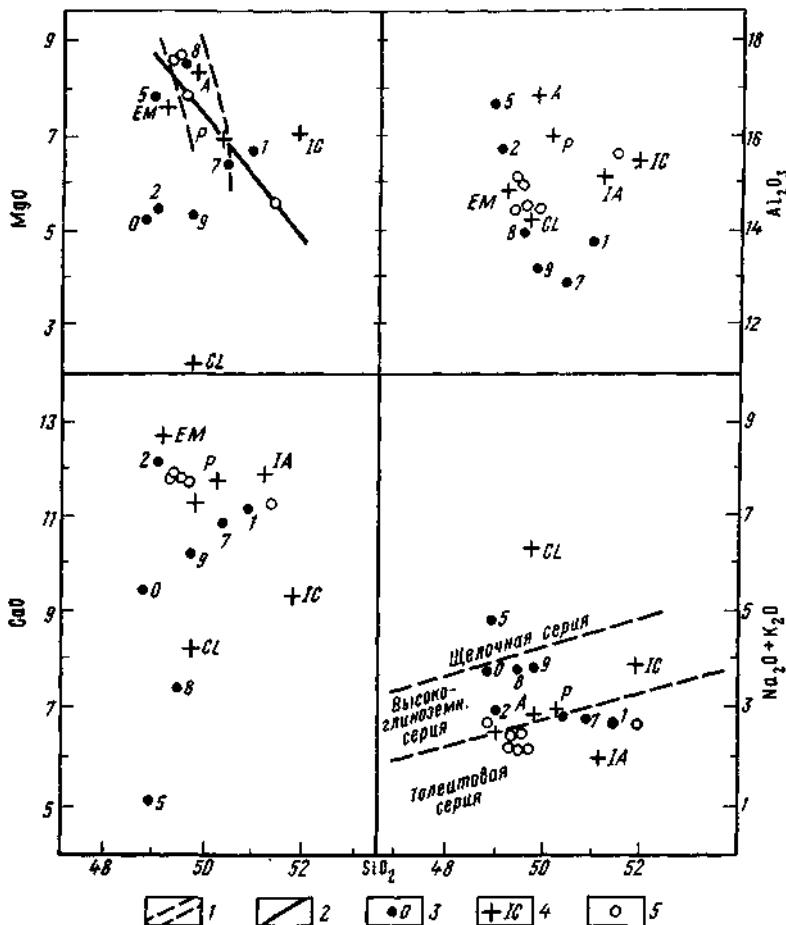


Рис. 10. Вариационные диаграммы  $\text{SiO}_2$ – $\text{MgO}$ ,  $\text{SiO}_2$ – $\text{CaO}$ ,  $\text{SiO}_2$ – $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ – $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  базальтов из скважин рейса 16 DSDP [317]

1 – поле толеитов [328]; 2 – средняя линия изменения в базальтах скв. 163; 3 – цифры на диаграмме соответствуют последним числам в номерах скважин (например, скв. 155), за исключением базальтов скв. 163; 4 – средние составы базальтов, приведенные по опубликованным данным [249]: А – атлантические толеиты; Р – толеиты Восточно-Тихоокеанского поднятия; ІС – толеиты подводного хребта Карлсберг (Индийский океан); ІА – глубоководные холмы Индийского океана; CL – базальты острова Клиппертон; EM – базальты из экспериментальной скважины Мохол; 5 – базальты скв. 163 (по данным DSDP рейс 16)

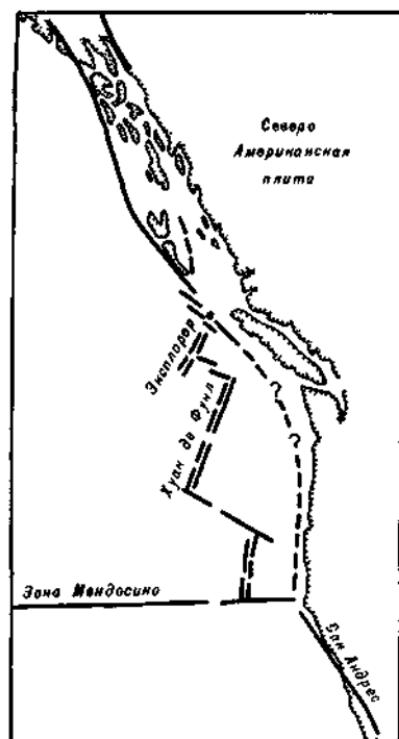
ходила при остывании покрова на месте. Сфероидальная текстура базальта указывает на возможность ликвидации базальтового стекла. Химически подтверждено обогащение красных глобул  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ , в то время как черные скопления обогащены  $\text{Mg}$  и  $\text{Fe}$  [317].

Химический состав пород скв. 163 [317] показывает, что все они относятся к толеитовой серии с некоторым отклонением к высокоглиноземистым (рис. 10). При сравнении с другими базальтами из

Рис. 11. Тектоническая схема восточной части Тихого океана, показывающая расположение подводных хребтов и трансформных разломов, и место скв. 177

скв. 155–158, пробуренных на подводных хребтах вокруг Панамского бассейна, их составы отклоняются от толеитов к щелочным базальтам; базальты скв. 163 практически однородны. Они также отличаются от базальтов островов (Клиппертон) и хребтов Восточно-Тихоокеанского поднятия. Несомненный интерес представляют вулканические породы, полученные при бурении скв. 177 и 178 у американской континентальной окраины, где хребет Хуан-де-Фука и его продолжение хребет Эксплорер пересекаются с зоной разломов Скотиш, идущей параллельно континентальному шельфу (рис. 11). Скважина 178 расположена на Алеутской глубоководной равнине перед Алеутским желобом. Она характеризует вулканизм окраинных котловин непосредственно перед континентом (рис. 12).

Сопоставление химических составов этих базальтов с уже известными [250] и анализ распределения микрозлементов показывают, что они относятся к толеитам дна океана (табл. 8, см. вкл.) и базальтам океанических хребтов. Отмечается некоторое повышение концентрации Co, Cr, Ni, Sr по сравнению с океаническими толеитами. По данным Кэя и др., содержание Ba, La, Nb, Sr, Zr в базальтах скв. 177 несколько ниже, чем в щелочных и толеитовых базальтах Гавайского архипелага. Анализ данных табл. 8, особенно той части, которая касается первичных расплавных включений, и сопоставление с составом пород показывают, что первичный расплав эволюционирует от существенно магнезиальных и хлористых. Корреляционные соотношения в первичных расплавах и породах подчеркивают особенности такой эволюции. Основными механизмами эволюции являются кристаллизационная дифференциация, отсадка магнезиальных минералов и обособление расплавов и интрателлурических кристаллов с более высокой железистостью, кальциевостью одновременно с некоторым обогащением калием и фтором (калий–фтор в силикатных остатках имеет сильную связь). Высокая корреляция хлора с магнием в первичном расплаве подчеркивает их глубинный характер. Из рудных компонентов, имеющих глубинную связь, следует отметить корреляции Mg–Cl–Cu. В отличие от геосинклинальных комплексов здесь отсутствует связь с Na. Учитывая все эти факторы, следует считать, что выплавление первичного расплава проходило при весьма низком водно-флюидном давлении в условиях сухой эвтектики среднего общего давления. Таким образом, общим для базальтов из скважин, а также для пород, драгированных из различных районов абиссальных котловин,



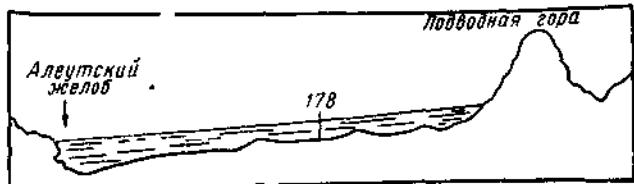


Рис. 12. Схематический разрез через Алеутский желоб и прилегающую глубоководную равнину океанического дна и место скв. 178.

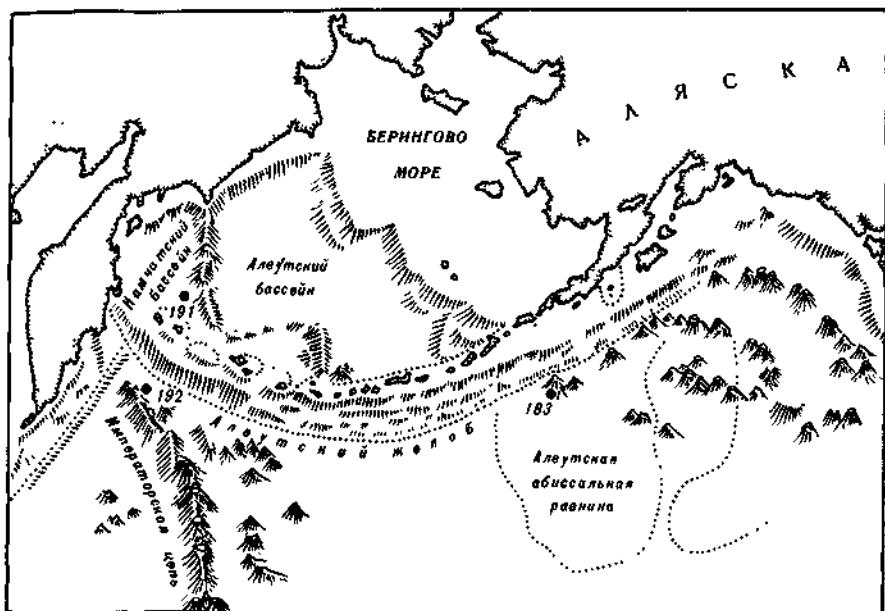
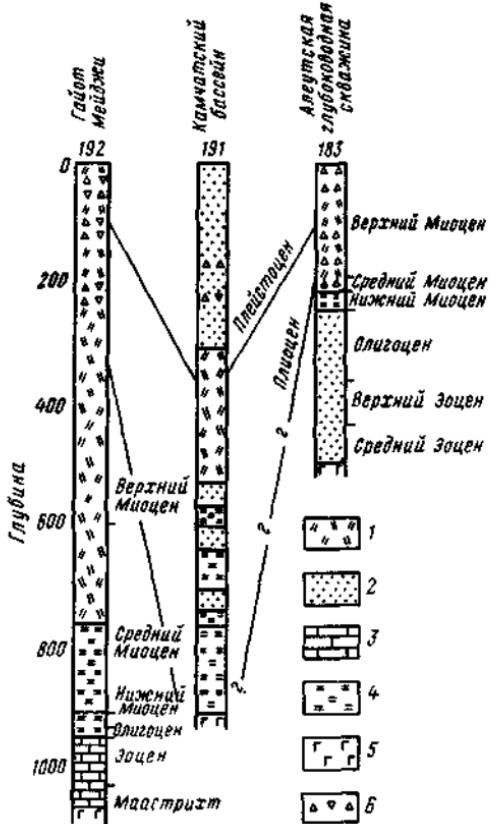


Рис. 13. Схематическая карта рельефа Алеутской островной дуги и прилегающих территорий северной части Тихого океана и Берингова моря и местоположение скважин 19 рейса DSDP

является то, что океанические толеиты из базальтов океанических островов отличаются низкими содержаниями Ba, K, P, Pb, Sr, Th, U, Zr ( $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 0,2$ ), высоким отношением Na/K (больше 10) в неизмененных образцах. Океанические толеиты по характеру распределения редких земель, отношению K/Pb (1300) и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,702) близки к богатым кальцием ахондритам и были сухой эвтектикой интрапеллурической кристаллизации. Эти особенности резко отличают их от оливиновых и щелочных базальтов, развитых на океанических островах.

Разбуриванием участка (рейс 19 судна "Гломер Челленджер") северной окраины Тихоокеанской плиты в месте соприкосновения стыка с Алеутской дугой предусматривалось получение новой информации о тектоническом строении этого региона, имеющего ключевые позиции для расшифровки некоторых вопросов дрейфа (особенно движений



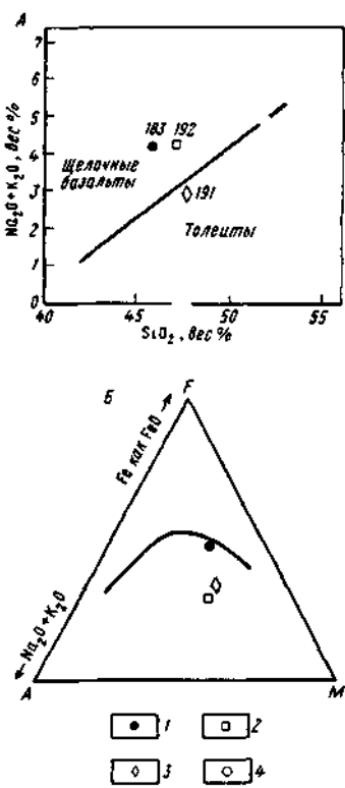
Р и с. 14. Обобщенные литологические разрезы скважин 183, 191 и 192 рейса 19 DSDP

1 — диатомовые илы; 2 — илы и песок; 3 — мел; 4 — алевролит; 5 — базальты; 6 — горизонты пеплов

Р и с. 15. Диаграмма соотношения  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ — $\text{SiO}_2$  в (А) базальтах скважин северной части Тихого океана (скв. 183, 191, 192 DSDP, рейс 19, [308]) и диаграмма А—Р—Н взаимоотношений (Б) в базальтах скважин 183, 191 и 192 и тренд дифференциации Гавайских щелочных базальтов [276]

Поле толеитов и щелочных базальтов по Гавайской вулканической провинции [276]: 1 — базальты скв. 183, 2 — базальты скв. 192, 3 — толеиты скв. 191, 4 — данные авторов

Тихоокеанской и Американской плит с островными дугами и генезиса внутренних морей. Скважины 183 и 192 пробурены в северной части Тихого океана (рис. 13), характеризуют в тектоническом отношении близкую обстановку. Они расположены на подводных горах в пределах ложа океана перед глубоководным желобом. Но есть и различия: скв. 183 размещена на Алеутской глубоководной равнине, а скв. 192 (атолл Майджи) — на северном окончании подводной вулканической цепи (Императорские горы), недалеко от стыка Камчатского и Алеутского желобов. Общее для них — большая мощность осадков, перекрывающих базальты (рис. 14). Базальты



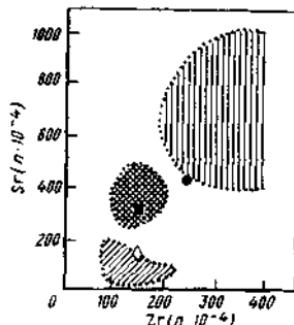


Рис. 16. Диаграмма соотношений Zr-Sr в базальтах рейса 19 [308] в сравнении с данными по другим провинциям Тихого океана [264].  
1 — гавайские щелочные базальты, 2 — гавайские толеиты, 3 — толеиты подводных хребтов, 4 — базальты из скважин

скв. 183 предположительно средне-, нижнезооценовые, залегающие под толщей среднезооценовых осадков, относятся к оливиновым щелочным базальтам и по ряду признаков (высокое содержание K, Sr, Zr, Ba) напоминают гавайские щелочные базальты [308]. По петрографическому составу они являются оливиновыми ( $Fo_{80}$ ), в основной массе присутствует также оливин (около 20% основной массы), пироксен, который образует вариолитовую текстуру и стекло, замещенное нон-тронитом и палагомитом.

По нормативному составу базальты скв. 181 могут быть классифицированы как типичные толеиты (рис. 15-17). Для сравнения приведены нормативные составы базальтов из скв. 191, являющиеся типичными представителями толеитов. Все это позволяет сделать вывод, что щелочность базальтов гайота Майджи связана с метасоматическими преобразованиями и что появление санидина обусловлено более низкотемпературным процессом, не связанным с извержением базальтов. Петрографическое изучение показывает, что в одних случаях мы наблюдаем магматические структуры, в других — характер замещения плагиоклаза санидином. Некоторые исследователи не исключают возможность ксеногенного происхождения калиевых шпатов [308]. Выдвигается и другое объяснение (о котором уже говорилось выше), связанное с подводным выветриванием особенно стекловатых разностей.

Базальты скв. 192 предположительно маастрихтского возраста, перекрыты мощной толщей (около 1000 м) осадков, относятся к щелочному

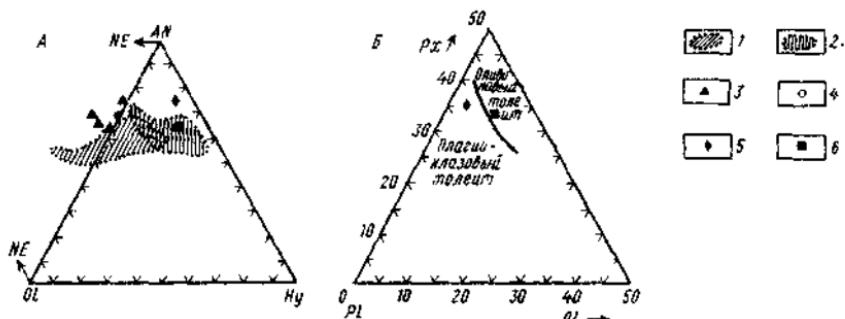


Рис. 17. Нормативные составы базальтов рейса 19 DSDP в треугольных диаграммах.  
А — нефелин-плагиоклаз-оливин-гиперстен [233]; Б — пироксен-плагиоклаз-оливин; 1 — базальты Срединно-Атлантических подводных гор; 2 — базальты Срединно-Атлантических хребтов; 3 — базальты Восточно-Тихоокеанского поднятия; 4 — базальты скв. 183; 5 — базальты скв. 191; 6 — базальты скв. 192A

Таблица 9

Химический состав базальтов из керна глубоководного бурения северо-западной части Тихого океана (в вес. %; г/т)

Эле- мент	Образец			Эле- мент	Образец		
	19-183- 39-1	19-191-15	19-192A- 5-6		19-183- 39-1	19-191-15	19-192A- 5-6
SiO <sub>2</sub>	45,6	47,6	47,1	CO <sub>2</sub>	0,05	0,05	1,3
TiO <sub>2</sub>	1,9	1,7	1,8	Ba	180	9	60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,6	15,9	14,3	Co	48	44	44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,7	4,6	—	Cr	420	380	120
FeO	8,1	4,8	6,1	Cu	50	80	50
MnO	0,20	0,33	0,21	Ni	290	95	65
MgO	7,7	6,0	3,8	Sc	40	40	48
CaO	8,6	10,6	7,0	Sr	440	174	280
Na <sub>2</sub> O	2,9	2,8	2,4	V	220	290	250
K <sub>2</sub> O	1,2	0,23	2,0	Y	46	50	36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,46	0,28	0,26	Zr	240	150	150
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,9	2,5	2,4	Ga	15	15	15
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,49	2,4	2,0		—		

типу, а по петрографическому составу — к плагиоклаз-пироксеновым разностям, образуют несколько потоков со стекловатой и вариолитовой коркой и глубокозернистой диабазовой структурой внутри. Базальты подвержены изменению: замещены нонtronитом, хлоритом, пустотки заполнены монтмориллонитом, кальцитом. Плагиоклазы в ядрах замещены вторичным калиевым полевым шпатом (санидином). По химическому составу породы, вскрытые скв. 183 и 192 (табл. 9), несмотря на различные петрографические типы, близки и попадают в поле щелочных базальтов (см. рис. 16, 17). Базальты Алеутской котловины более магнезиальны, отличаются также по отношению Sr/Zn (см. рис. 16) и ложатся в поле щелочных и толеитовых серий Гавайского архипелага [264]. При подводных выветриваниях даже небольшие изменения приводят к повышению отношения Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO и содержания H<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O и к снижению MgO. Это связано с образованием палаганита по стеклу и минералам, при этом первичные толеитовые базальты приобретают характеристики щелочных базальтов [262]. Распределение микрозлементов по данным Дж. Стеварта [308] и др., а также по нашим данным приведено в табл. 9.

Оливиновые базальты Алеутской абиссальной равнины характеризуются более высокими концентрациями Ni, Cr, Zr, Sr. Базальтам Мейдже свойственно низкое содержание как сидерофильных, так и питофильных элементов, за исключением олова, концентрация которого в 1,5 раза выше кварка. Соотношение F/Ci близко к 1.

### *Глава III*

## **ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ОСТРОВНЫХ ДУГ И ОКРАИННЫХ БАССЕЙНОВ**

Геоантклинальные поднятия, или островные дуги, развитые по периферии западной части Тихого океана, характеризуются проявлением интенсивного позднекайнозойского вулканизма. С вулканализмом этого этапа связано формирование вулканогенных формаций, причем характер формаций на островных дугах различной степени зрелости отличается составом и соотношением объемов извергнутых лав.

Островные дуги по степени зрелости и истории формирования могут быть разделены на несколько типов. К первому типу островной структуры могут быть отнесены тектонические системы и области [218], или вулканические дуги первого типа [15]. Примером этого типа "зрелых" вулканических дуг являются Камчатка, Новая Кaledония, Япония и др. Они характеризуются сложным внутренним строением, геосинклинальным этапом с мощным развитием вулканогенных, кремнисто-вулканогенных и терригенных формаций, большой мощностью гранитного слоя. Посторогенный вулканизм проявился широко: сформированы вулканические пояса, расположенные параллельно простианию островной дуги. Развитие вулканизма в каждой из них отличается своеобразием, которое выражается в изменении характера извержений и соотношении составов лав. Однако для всех вулканических дуг этого типа характерны извержения больших объемов лав, высокая плотность центров извержения, наличие промежуточных очагов под вулканами и крупных кольцевых структур и кальдер, высокая степень дифференциации магм (от базальтов до липаритов), цикличность вулканических процессов и появление ингимбритов в конце их.

К другому типу островных структур относятся вулканические дуги, которые отличаются сравнительно простым строением. В некоторых случаях это двойные островные дуги, осложненные поперечными разломами. Фундаментом их, за редким исключением, являются кайнозойские терригенные и осадочные пирокластические осадки палеогенового или неогенового возраста. Для них характерны небольшие мощности гранитного слоя, приближающегося к промежуточному или океаническому, сравнительно небольшой объем извергнутого материала, центральный тип извержений, небольшая плотность вулканических центров, наличие интенсивных вулканических процессов как в неогене, так и в современную эпоху.

В вулканических дугах, особенно в зрелых, хорошо проявлена продольная тектоническая зональность, которая подчеркивается и петрохимическими типами пород. Эта зональность наиболее ярко проявлена в Курильской островной дуге. Элементами островных систем являются глубоко-водный желоб, антиклинальное поднятие, выдвинувшее в сторону океана и представляющее собой основание островной системы, и собственно современная вулканическая дуга. Все вместе эти структуры — современные аналоги геосинклинальных систем прошлого. Еще больший интерес к островным дугам возрос в последнее десятилетие. Островная система является едва ли не основной проблемой для решения вопроса о механизме горизонтальных перемещений. Именно здесь, по мнению сторонников теории тектоники плит, происходит поглощение (субдукция) перемещаемых литосферных плит в зоне Беньофа, а островодужные системы — результат

поглощения пластин. Внешняя часть сложных дуг, или внешняя дуга по Г.М. Власову [39], периокеанический пояс по В.К. Ротману [159], наиболее выдвинутых в океан, отличается рядом особенностей, главными из которых являются следующие: 1) более древний возраст (преимущественно верхнемеловой и палеогеновый) эфузивных формаций, находящихся в разрезе с осадочно-вулканогенными и осадочными, частью глубоководными образованиями и достигающих больших мощностей (более 10 тыс. м); 2) базальтоидный состав вулканогенных ассоциаций и почти полное отсутствие андезитов; 3) щелочная тенденция эволюции базальтоидных расплавов; 4) тесная ассоциация вулканических пород с гипербазит-базитовым комплексом; 5) своеобразная рудная минерализация, определяемая фемическим профилем магматизма. Структурная позиция, глубинное строение по этим зонам более детально рассмотрены в работах советских [39, 169, 159, 160] и зарубежных [314, 46, 234; см. рис. 1 в гл. 1] ученых.

На примере Курило-Камчатской системы видно, что внешние дуги, или Периокеанический базальтовый пояс, имеющий глобальное простижение, охватывает структуры восточной части Корякского нагорья, Восточного хребта Камчатки, подводный хребет Витязь, острова Малой Курильской дуги (Шитокан, Полонского, Зеленый и др.) и зону Симанто, Центральный хребет о. Тайвань, восточную часть Филиппинских островов и о. Калимантан, где пояс вулканитов, фиксируемый выходами базальтов, резко изменяет направление на широтное, распадаясь на ряд более мелких зон, таких, как Лукар, Букит-Мерсинг [266]. Особенностью этих зон является базальтоидный состав вулканитов с преобладанием толеитовых разностей с некоторым увеличением доли калия, переслаивающихся с кремниями, аргиллитами и вулканогенно-осадочными породами, прорванными интрузиями от габбро до перидотитов, т.е. образующими офиолитовую серию [159, 160, 266]. Наиболее сложное взаимоотношение внешней дуги наблюдается к востоку от о. Калимантан на архипелаге островов Талауд, Хальмахера, Сулавеси Сора, Тимор Сумба. В Новой Гвинее распространены мощная толща основных эфузивов, переслаивающиеся с глубоководными известняками, и ассоциирующие с ними интрузии гипербазитов в Западном Ириане. Эта зона продолжается восточнее, в Папуа, где она представлена верхнемеловой—палеогеновой подводной базальтоидной толщой. Здесь же сосредоточены интрузии гипербазит-базитового комплекса.

Базальты Ново-Гвинейского пояса в западной части (хребты Аделборт и Фенистер) представлены наиболее калиевыми разностями, иногда с лейцитом, а на восточном продолжении гипербазитового пояса Папуа распространены толеитовые разности с низким содержанием калия. Гипербазиты сложены в основном гарбургитами и пироксенитами, а на самом юго-востоке среди них появляются биотитовые пироксениты. К северу от Новой Гвинеи внешняя дуга представлена мелкими атоллами (Хермит, Манус и др.), в которых развиты базальты повышенной щелочности. Восточнее, на Соломоновых островах, базальтовая серия верхнемелового—палеогенового возраста прорвана интрузиями перидотитов и габбро.

К юго-востоку внешняя дуга продолжается через новую Каледонию, где также развиты подводные базальтоиды, чередующиеся с кремнистыми сланцами, яшмами, известняками, прорванными крупными интрузиями пластообразных перидотитов и серпентинитов [39]. Внешняя дуга прослеживается в Новой Зеландии, в западной части п-ва Окленд, Северного острова. Видимо, условия внешних дуг существовали и в восточном

прибрежном геосинклинальном прогибе [39]. Здесь развиты вулканогенный флиш и базальтовые лавы верхнемелового—палеогенового возраста, прорванные интрузиями ультраосновного состава. Существует предположение, что молодые геосинклинальные системы простираются еще далее от Новой Зеландии, в Антарктиду. Внешние дуги развиты и на Американском континенте. Так, по мнению Ю.М. Пущаровского [155], эвгеосинклинальные зоны прослеживаются между Перуанско-Чилийским желобом и материком. И далее, к северу, эта дуга прослеживается в Центральной Америке, на островах Карибского моря, в береговых хребтах Северной Америки, Канады и Алеутских островов (Кадьяк, Шумагина и др.).

Как уже отмечалось выше, главной особенностью внешних дуг является наличие вулканитов основного состава, среди которых развиты подушечные лавы. По преобладанию в составе вулканогенных образований базальтов этот пояс назван базальтовой линией [159]. Среди них выделяются щелочные, переходные базальты. В распределении этих типов намечается латеральная изменчивость. Так, на Камчатке щелочные базальты (кирганикский комплекс) сменяются к востоку толеитовыми разностями. Ассоциирующие с ними ультраосновные и основные интрузии также подвержены петрохимической изменчивости. С щелочными разностями базальтов сопряжены пироксениты, верлиты, биотитовые пироксениты, шонкинины, биотитовые лампрофиры, трахиты, а с толеитовыми — гарцбургиты, дуниты, габбро и габбро-диабазы. Характерно, что среди пород этой ассоциации встречаются эфузивные аналоги ультраосновных пород — меймечиты, пикриты и авгититы. Подобная зональность известна и в других районах обрамления Тихого океана (Тайвань, Калимантан, Новая Гвинея и др.). Как видно из краткого обзора, внешние дуги имеют глобальное распространение. Они являются фундаментом островных (внутренних) дуг (см. рис. 1, гл. I).

Вулканические дуги с цепочками действующих вулканов слагают внутренние дуги. От внешних дуг они отделены прогибом и находятся ближе к матерiku. Комплекс пород, слагающих внутренние дуги, представлен в основном андезитовыми лавами и туфами. И вследствие этого вулканический пояс внутренних дуг носит название андезитовой линии. Кроме того, отличительной чертой формирования вулканических дуг является интенсивный вулканизм на всем отрезке их развития, широкий спектр пород от базальтов до липаритов. Извержения, сопровождавшие формирование дуг, носили в основном аэральный характер с мощными экспозициями. Наличие большого количества туфовых образований, а также игнимбритов говорит о существенной доли летучих. Пропилитизация, связанная с поствулканическими процессами, имеет региональный характер. Эти пропилитизированные породы японские геологи выделили в формацию зеленых туфов. Внутренние островные дуги опоясывают Тихий океан, отграничивая структуры материка и переходной зоны от океанических. В отличие от внешних дуг внутренние представляют собой геоантклинальные поднятия, осложненные поперечными разломами, что придает им блоковое строение. Они сложены более молодыми образованиями в основном неогенового и плейстоценового возраста. Как правило, пояса вулканитов расположены параллельно внутренним дугам, хотя в некоторых случаях они их рассекают. По стадии развития внутренние островные дуги разделяются на зрелые и молодые. Зрелым дугам свойственны специфические особенности строения и развития структур, утративших островодужный характер.

В сложных дугах (таких, как Курильская, Камчатская, Японская, Ново-Зеландская и др.) фундамент представлен геосинклинальными формациями и собственно островодужный комплекс фиксируется толщей зеленых туфов, накопление и формирование которой проходили в субаэральных условиях с участием осадочно-вулканогенного материала, игнимбитов и брекчий. Последние наиболее широко развиты на поднятиях.

Для зрелых дуг характерна продольная и поперечная зональность, которая наиболее хорошо отражена в закономерной смене ассоциаций вулканических пород относительно структурных элементов дуги. Так, в пределах некоторых дуг выделяются известково-щелочная, толеитовая, щелочно-базальтовая серии. Как правило, четкая латеральная зональность с полным набором серий выражена редко. Чаще встречается зональность, в которой щелочная серия занимает тыловое положение по отношению к известково-щелочной.

На молодых островных дугах, выдвинутых далеко в океан (Тонга, Кермадек, Идзу-Бонинская и др.), преобладают базальты с низким содержанием  $K_2O$ , т.е. относящиеся к толеитовой серии. Следует отметить, что толеитовая ассоциация молодых островных дуг с простым строением является устойчивым типом развития, который не меняется в процессе эволюции структуры. Для нее характерны низкие содержания щелочей и малые соотношения  $K/Na$  с последовательным изменением железистости в ряду от базальтов до липаритов. В.К. Ротман предложил назвать этот тип дуг керамдекским [159].

В развитии более сложных дуг, где можно проследить степень изменения структуры по простиранию или по этапам (например, в Курильской или Японской), устанавливается последовательность в изменении состава лав по мере увеличения мощности коры структуры от толеитовой ассоциации до известково-щелочной [289], т.е. смена составов во времени.

В Курильской и Марианской дугах, отличающихся более сложным строением, наличием продольной зональности, что отражается в глубинном строении и разрезе слагающих тощ, широко представлены в составе эфузивного комплекса андезиты (составляют более 60% объема). Продольная зональность подчеркивается изменением состава пород фундамента вдоль оси. В разрезе вулканогенной формации встречаются толеитовая и известково-щелочная ассоциации. Трудно судить о четкой последовательности, хотя существует предпочтительное развитие известково-щелочной ассоциации к северному и южному окончаниям Курильской дуги, где мощность коры возрастает. В центральной части дуги в разрезе комплекса преобладают базальты с пониженной щелочностью и толеитовой тенденцией к эволюции расплава. Аналогичными особенностями состава, строения и развития обладают вулканические острова Марианской дуги и Малой Антильской цепи [228, 159, 307].

В целом для вулканитов островных дуг этого типа характерно преобладающее развитие высокоглиноземистых базальтов тогда как среди кислых членов петрохимический состав имеет толеитовую тенденцию с весьма низким содержанием калия. В.К. Ротман предложил этот тип островодужного вулканизма выделить в курильский [160].

Для курильского типа дуг зрелой стадии развития (Япония, Камчатка) характерна латеральная петрохимическая зональность [94]. От океанического побережья Японии в глубь континента и до побережья Японского моря последовательно меняются ассоциации: толеитовая, известково-щелочная и щелочная. Менее ярко выражена подобная зональность на

крупных островах Курильской дуги (Итуруп, Парамушир и др.), а также на Камчатке.

Несомненный интерес представляет Алеутская островная дуга и вулканализм, связанный с ее развитием. Эта самая гигантская дуга протяженностью более 2 тыс. км соединяет Азиатский и Северо-Американский континенты. Особенности следующие: 1) присутствие комплекса пород основания палеозойского возраста, на которых залегает олигоцен-миоценовая толща зеленых туфов; 2) активные четвертичные вулканы сосредоточены в восточной части дуги, в которой отмечаются наиболее древние породы фундамента; 3) по составу встречается широкий спектр пород — от базальтов до липаритов, но преобладают андезиты с вариациями petroхимического состава от известково-щелочной ассоциации до щелочной. Наиболее четко эта зональность проявлена в латеральном ряду. Все это позволило В.К. Ротману выделить комплекс пород и островную систему в алеутский тип.

Суммируя кратко общие данные по внутренним островным дугам, отметить следующие особенности: 1) глобальное распространение островодужных систем в пределах зоны перехода океан—континент; 2) зональность состава вулканических серий в направлении от материка к океану от субщелочной к известково-щелочной и толеитовой (иногда более сложное взаимоотношение, например на Камчатке); 3) стадийность в развитии островных систем; для более зрелых систем характерен набор осадочно-вулканогенных и вулканогенных формаций; эти формации образуют вертикальный ряд — от однородных (толеитовых) через контрастные (базальт-дацитовые, базальт-андезит-базальтовые) и известково-щелочного типа к толеитовым и субщелочным; в вертикальном ряду отдельных островных систем выпадает тот или другой тип формаций; для молодых систем формационный ряд, как правило, представлен толеитовой серией, реже известково-щелочной; 4) непрерывный ряд для андезитовой вулканической серии от андезито-базальтов до липарито-дацитов, с преобладанием андезитов в общем объеме; эксплозивное формирование этой серии проходило при участии большого количества летучих, кроме того, известны однородные, слабо дифференцированные и контрастные базальт-дацитовые и другие формации, которые в общем объеме вулканогенных образований являются подчиненными, в тыловой части островов встречаются небольшие по объему покровы и экструзии субщелочного характера, подчеркивающие проявление латеральной сменяемости серий; 5) интрузивные серии в отличие от внешних дуг представлены габбро-плагиогранитной ассоциацией.

### **ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ СОЛЕВОГО И ГАЗОВОГО СОСТАВА ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ ОСТРОВНЫХ ДУГ**

Состав и распределение микроэлементов в эфузивных формациях островных дуг хорошо изучены на Курильских островах. Здесь известны формации внешних и внутренних дуг. В связи с этим наиболее удобно рассмотреть характер распределения микроэлементов, солевой и газовый состав расплавных включений в минералах, сравнивая эти формации. Стратиграфия, состав эфузивных комплексов, глубинное строение Курильской островной системы освещены в многочисленных работах. Наиболее полная сводка дана в монографиях К.Ф. Сергеева [170] и Г.М. Власова с соавторами [40], в которых суммирован большой мате-

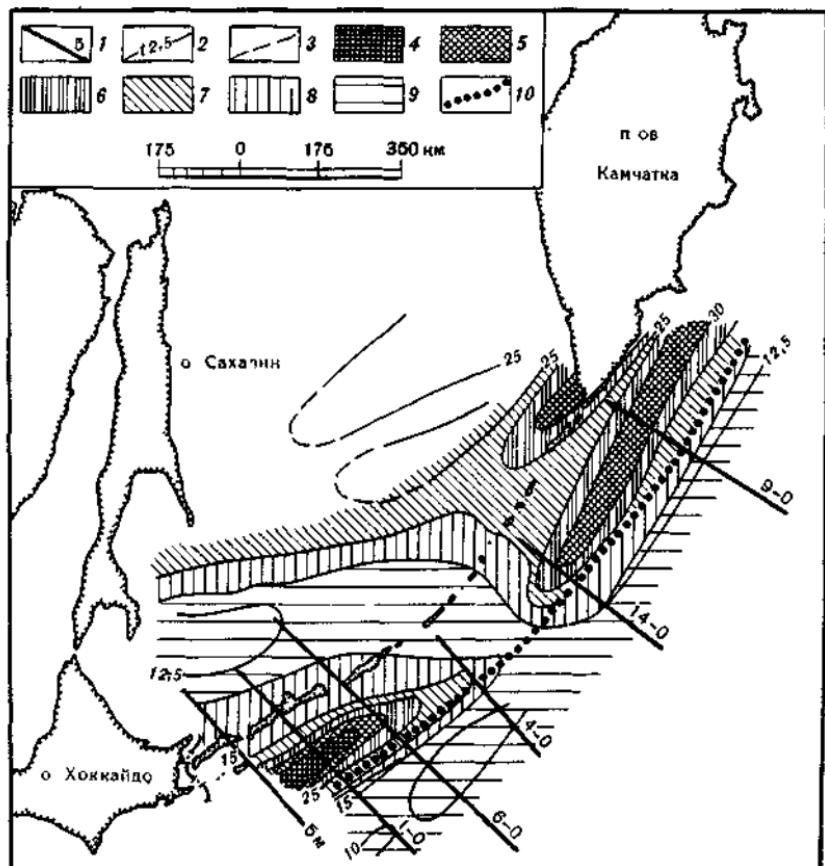


Рис. 18. Схема глубины залегания поверхности Мохо [46, 183]

1 – линии профилей, 2 – изолинии глубин (в км) по проверенным данным, 3 – то же по непроверенным данным, 4–9 – глубина поверхности Мохо (4 – более 35 км, 5 – от 30 до 35 км, 6 – от 25 до 30 км, 7 – от 20 до 25 км, 8 – от 15 до 20 км, 9 – менее 15 км), 10 – ось глубоководного желоба

риал ранее проводившихся исследований. Глубинное строение отличается рядом особенностей (рис. 18). Перепады глубины залегания поверхности Мохоровичча как в продольном, так и латеральном направлении подвержены значительным изменениям и составляют более 25 км. Наиболее сложный рельеф Мохо отмечается в центральной части, где глубина его залегания не превышает 15 км (примерно на широте о. Симушир). На северо-восточной и юго-западной окраинах в рельефе поверхности Мохо наблюдаются два сопряженных прогиба, пролегающих параллельно простиранию островной дуги, восточнее о. Шикотан на юге и островов Шумшу и Парамушир на севере. Этот прогиб менее выражен в зоне Большой Курильской гряды. Еще одной особенностью глубинного строения является отсутствие связи между глубиной залегания поверхности Мохо и граничных продольных волн, что, возможно, объясняется крупными латеральными неоднородностями вещества верхней мантии [120, 169].

Мощность земной коры также подвержена сильным колебаниям (рис. 19). Отмечается линейность в распределении мощностей земной

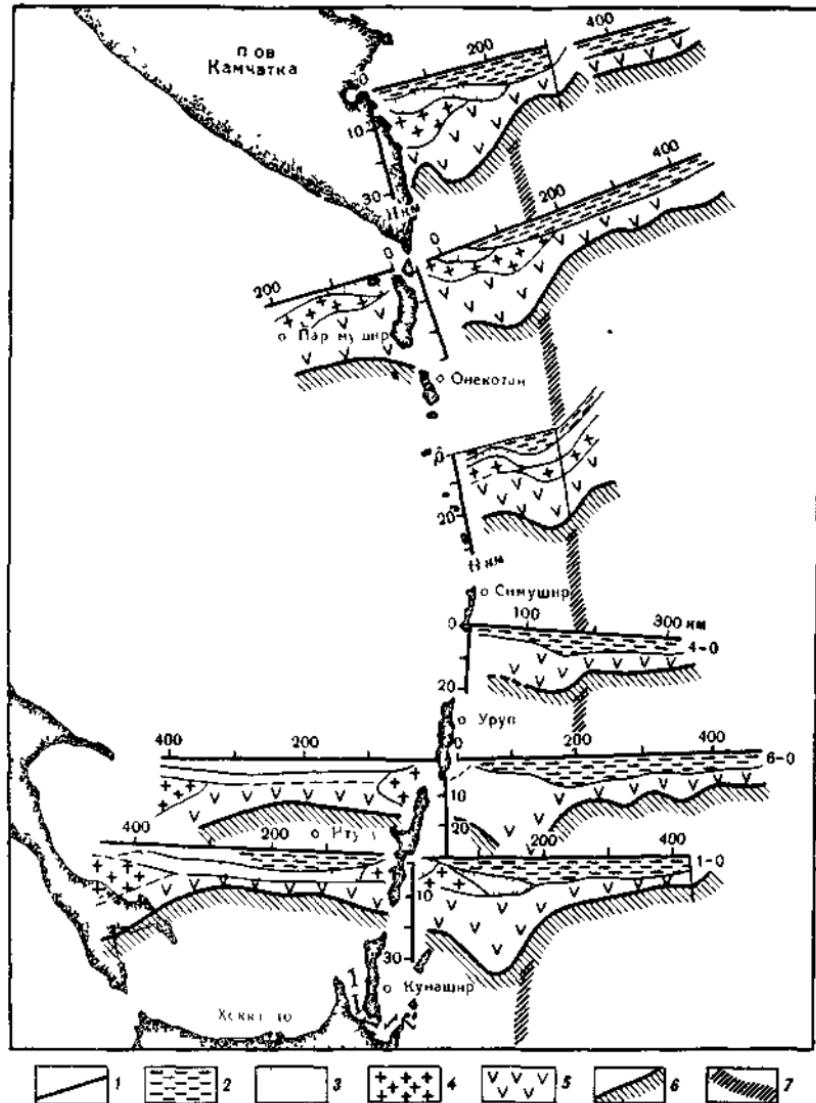


Рис. 19 Схема профилей ГСЗ через Курильскую островную систему

1 — линия профилей, 2 — вода, 3 — осадки, 4 — "гранитный слой", 5 — "базальтовый слой", 6 — поверхность Мохо, 7 — ось глубоководного желоба [77]

коры. Наибольшая характеристика для северного и юго-западного концов дуги более 30 км, а наименьшая — в центральной части 10–15 км, в районе о. Симушир она не превышает 10 км.

О строении верхней мантии Курильской дуги имеются весьма отрывочные сведения, в основном это данные, основанные на обработке материалов наблюдений за землетрясениями [179, 193]. Предполагается слоистое строение мантии вплоть до глубин 400 км и больше. Так, в пределах сейсмофокальной зоны выделяются четыре астеносферных слоя на глуби-

нах 60–90, 120–160, 220–300 и 370–430 км. Астеносферным слоям отводится роль генераторов магмы при пересечении их фокальной зоной. С большей долей вероятности это относится к первым двум слоям. Как считает В.А. Магницкий [108], в астеносфере вещество находится в аморфном состоянии при температуре, близкой к температуре плавления, что отражается в уменьшении скорости волн. Кроме того, в верхней мантии под Курильской дугой установлены вертикальные зоны, уходящие от подошвы коры в мантию до глубины 150 км с поглощением упругих волн [200, 215]. Аналогичные явления отмечаются и в других вулканических регионах: на Камчатке под Авачинским вулканом, в Исландии, где эта область распространяется до 250 км глубины [195, 310]. Подобные явления объясняются особым состоянием вещества, находящегося в стадии частичного расплавления.

Как видно из краткого обзора глубинного строения, островные системы отличаются рядом особенностей, при этом в пределах одной системы внешние и внутренние дуги отличаются рядом физических характеристик, а также геодинамическими условиями вулканизма. Вулканогенные формации внешней дуги (острова Шикотан, Танфильева, Зеленый и др.) характеризуются базальтоидным составом слагающих его пород. Здесь выделяются матаатанский, малокурильский и ноторо-томарийский (или зеленовский) комплексы. Кроме того, в нижней части матаатанского комплекса выделяется Т.И. Фроловой и др. [199] крабозаводская формация шаровых базальтов. Все комплексы, за исключением ноторо-томарийского, относятся к верхнему мелу. По вещественному составу и особенностям формирования эффузивные образования этих комплексов выделяются в ранге формаций с характерными для них составом и геодинамическим режимом формирования.

Описание и состав вулканогенных образований Малых Курил приводятся по Т.И. Фроловой и др. [199]. Крабозаводская формация выделяется впервые в объеме нижней части матаатанской свиты и соответствует стратифицированному горизонту шаровых лав. Базальты однородные, недифференцированные, с порфировой структурой. Вкрашенники представлены оливином, авгитом, плагиоклазом. Главные особенности их петрохимического состава заключаются в высокой глиноземистости, железистости и кальциевости и низком содержании  $TiO_2$  и  $MgO$  (табл. 10), что отличает их от геосинклинальных толеитов и базальтов платформ. Высокое содержание плагиоклаза в интрапеллурической фазе позволяет судить о раннем отделении газовых компонентов на ранних этапах кристаллизации [199].

Матаатанская формация, соответствующая матаатанской свите, сложена осадочно-вулканогенными породами, среди которых обломки базальтов составляют до 70–75%. Формирование этой толщи связано со сменой режима спокойного излияния, преобладавшего в крабозаводской формации, на эксплозии в условиях глубоководной обстановки. Базальты относятся к порфировым типам с вкрашенниками плагиоклаза, пироксена, оливина (редко) и магнетита. Дифференциация слабая. Особенностями химического состава являются их высокая глиноземистость, низкая титанистость, более высокие отношения  $K_2O/TiO_2$  и степень окисления, значительные колебания  $MgO$ . Появление магнетита, степени окисленности железа и более высокая доля пироксенов среди интрапеллурических вкрашенников свидетельствуют о высокой доли окисленных газов в выплавлении базальтовых магм. Об этом говорит и высокая эксплозивность при формировании комплекса пород.

Таблица 10

Средние химические составы вулканических пород Малой Курильской гряды

Формация	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Крабозаводская	49,99	0,80	17,64	6,66
	49,15	0,45	18,01	4,80
Матакатанская	50,81	0,26	16,28	3,90
	49,51	0,52	15,05	3,80
Малокурильская	52,71	0,52	17,45	3,96
	53,41	0,65	17,83	2,62
Зеленовская	53,33	0,91	17,66	6,17
	50,63	0,55	16,15	4,01
Субвулканические тела	53,44	0,80	18,06	4,31
Силлы Нотори и Томари				

Малокурильская формация по площади распространения ограничена и сложена в основном песчано-сланцевыми породами, силлами и дайками трахибазальтов. По минеральному составу это пироксен-плагиоклазовые, иногда с оливином, лейкократовые породы. При переходе к более кремнекислым породам, трахиандезитам, уменьшается количество вкрапленников, появляются эгирин-авгиты, титаномагнетит. В дайковых породах резко возрастает количество биотита, калиевого полевого шпата, роговой обманки [137, 199]. Петрохимической особенностью этой формации является высокая калиевость и низкая титанистость (см. табл. 10). Дифференциация проявилась как глубинная, так и камерная. Она выражается повышением кремнекислотности, щелочности, глиноземистости и уменьшением содержания титана, магния и кальция.

Как считают Т.И. Фролова и др. [199], исходным расплавом могла быть магма оливинового трахибазальта. Его дифференциация при активном влиянии летучих способствовала разделению на лейкократовые дифференциаты, богатые кальцием и водосодержащими минералами. Высокий окислительно-восстановительный потенциал в период ранней кристаллизации (и вплоть до застывания) обусловил появление фаз с высокой степенью окисленности. Высокое давление водного флюида оказывало существенное влияние на отделение лейкократовых дифференциатов, богатых калием в остаточной жидкости. Этой формацией завершился верхнемеловой вулканализм внешней дуги Курильской островной системы. Вулканализм этого этапа, протекавший вначале в подводных условиях, условиях разрывов и латеральных перемещений, характеризуется эволюцией от слабо дифференцированных толеитов к известково-щелочным и щелочным.

Следующий этап вулканализма – неогеновый – проявился весьма ограниченно и в основном в наземных условиях, что сближает его с вулканизмом Большой Курильской гряды. Для этого периода характерно раскальвание сводового поднятия. Комплекс вулканогенных пород, выделенный в объеме зеленовской свиты, слагает формацию андезито-базальтов [199]. Основную массу разреза слагают обломочные породы, среди которых встречаются базальты и андезито-базальты, андезиты (последние преобладают). Формирование комплекса было антидромным с внедрением в завершающую фазу даек базальтов. Все породы относятся к пор-

FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
5,39	0,23	4,24	10,35	7,78	0,95	0,24
4,50	0,12	4,55	9,96	3,96	1,21	0,10
3,70	0,12	8,83	7,44	3,82	0,50	0,12
5,02	0,16	7,40	7,09	3,29	3,25	0,47
4,38	0,19	3,74	4,09	4,24	4,12	0,70
4,13	0,12	2,72	3,64	4,36	6,35	0,68
3,63	0,16	3,54	6,40	3,82	1,79	0,36
4,40	0,13	7,97	7,08	3,82	1,60	0,19
4,27	0,14	6,06	8,49	3,20	1,00	0,23

фировым типам, в которых вкрапленники (до 30%) представлены плагиоклазом, пироксеном, оливином. Можно выделить несколько фаций: существенно лейкохратовые, плагиоклазовые и оливин-пироксен-плагиоклазовые, а также плагиоклаз-роговообманковые.

На ранних этапах кристаллизовались темноцветные минералы — оливин, пироксен, а также титаномагнетит, затем — плагиоклаз и роговая обманка. Породы формации слабо дифференцированы (со сложной эволюцией расплава): незначительное накопление щелочей и кремнезема и сравнительно высокий темп роста железистости при повышенном содержании глинозема. Иными словами, здесь мы видим пример толеитового тренда для раннего этапа, который дальше сменяется известково-щелочным, что, возможно, связано с дифференциацией в промежуточных очагах.

Субвулканические силлы заключительной фазы вулканизма обеднены железом, глиноземом и обогащены магнием. Кристаллизация темноцветных минералов и титаномагнетита в ранней стадии свидетельствует о большой роли летучих и высокой доли окисленных газов, пузырьковый характер которых подтверждается сменой парагенезисов минералов с переходной валентностью салическими (плагиоклазом). Ведущую роль воды при кристаллизации можно объяснить появлением на поздних этапах водосодержащих вкрапленников, а также накоплением ее в остаточных расплавах, богатых калинатровыми низкотемпературными ассоциациями.

Характер распределения микрозлементов, солевой и частично газовый состав в породах Малокурильской гряды представлены в табл. 11 (см. вкл.). Отмечаются весьма низкие концентрации элементов мантийной группы (Ni, Co, Cr, V) в породах матакатанской формации. Содержания никеля и резко отличают их от базальтов дна океана. Это же свойственно и литофильным элементам (Pb, Zn). Исключение составляет Sn, концентрация которого близка к кларку, а содержание меди в несколько раз превышает стандарт. В малокурильской формации уровень концентрации Ni, Co и особенно Cr возрастает до кларковых и выше. То же можно отметить и для литофилов, а для Sn он превышает кларк (см. табл. 11). Анализ состава газов в толеитовой и трахибазальт-трахиандезитовой формациях показывает, что их общее количество, а также соотношения

окисленных и восстановленных компонентов различны. В составе газов преобладают окисленные формы, и среди них —  $\text{CO}_2$ . Высокие окислительные условия характерны как для начальных стадий (крабозаводская формация), так и для средних и заключительных (малокурильская). Об этом свидетельствует и состав интрапеллурических фаз: кристаллизация магнетита и титаномагнетита в лавах всех формаций. Следует отметить, что в ходе эволюции менялся состав окисленных газов. К заключительным этапам формирования малокурильской формации в лавах возрастает количество воды. Это приводит к существенной дифференциации расплава в промежуточных очагах и появлению лейкоократовых пород: трахитов, сиенитов и т.д. Сохранение летучих в магмах, обусловленное растворимостью  $\text{H}_2\text{O}$  в силикатных расплавах, играло ведущую роль в формировании щелочных пород, богатых  $\text{K}_2\text{O}$ ; и наоборот, высокая доля  $\text{CO}_2$  среди окисленных газов матацатанской серии, быстрое отделение еще в период глубинной кристаллизации и вынос летучих привели к появлению малодифференцированных расплавов толеитовой серии.

Ведущая роль летучих в направлении эволюции пород и состава расплавов видна и при анализе петрохимических особенностей. Все породы Малой Курильской дуги характеризуются повышенной глиноземистостью и низкой титанистостью, что, как считают Т.И. Фролова и др. [199], в большой степени связано с увеличением содержания летучих, а не давлений [55].

При высоком парциальном давлении кислорода происходит образование тетраэдров типа  $\text{RO}_4$ , и в связи с этим при дифференциации происходит резкое обеднение титаном в остаточном расплаве. Этот же процесс приводит к увеличению плагиоклазового компонента ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ). Таким образом, можно считать, что магмообразование под внешними островными дугами происходило в резко окислительных условиях. Анализ газовой составляющей ранних фаз кристаллизации подтверждает этот вывод.

Обращаясь к вопросам происхождения базальтоидных серий Малокурильской гряды и сравнивая их с формациями первичных океанических базальтов, можно отметить, что первые отличаются от вторых по ряду признаков. Во-первых, высокий уровень калия в крабозаводских и матацатанских толеитах и низкое содержание элементов мантийного профиля ( $\text{Ni}, \text{Co}, \text{Cr}$  и др.), высокая доля в составе летучих окисленных газов (особенно  $\text{CO}_2$ ) не позволяют отнести их к первичным толеитовым сериям дна океана. Во-вторых, эволюционный ряд от толеитовой серии к известково-щелочной и щелочной, с постепенной тенденцией к дифференциации в щелочной серии и к лейкоократовым разностям, более свойствен континентальным сериям, но от типичных континентальных отличается низким уровнем элементов сидерофильной группы. Роль глубинных процессов в малокурильской серии проявляется в большей степени. Это подчеркивается не только петрохимическими особенностями, но и изменением типов корреляционных связей. Так, в матацатанской формации корреляция мантийных элементов проявлена слабо и только в виде единой связи  $\{\text{Ni}-\text{Cr}\}$ , а в малокурильских базальтах она более полная. Появляются корреляции и среди рудных элементов ( $\text{Pb}, \text{Zn}$ ). Из этого сравнения следует сделать вывод, что магматизм внешней дуги в Малой Курильской гряде на стадии развития не является первично-мантийным, а во многом имеет черты корового влияния. В стадии малокурильской фазы его развитие определялось в большей степени глубинными процессами и дифференциацией в очагах при актив-

ной роли летучих. Своеобразна группа пород к северо-западу от бухты Дмитрова. Так, по данным И.Н. Говорова (устное сообщение), эти породы отличаются от всех вулканогенных и интрузивных образований Малокурильского поднятия высоким содержанием магния, кобальта, хрома, никеля и низким — глинозема, что сближает их с инициальными базальтоидами. Происхождение их, видимо, связано с глубинными источниками генерации при высоком воздействии глубинных флюидов, в том числе калия. Как и для всех комплексов малокурильских формаций, для дмитровского комплекса также характерно высокое давление водного флюида, отразившееся в минеральном составе — кристаллизации водосодержащих минералов (роговой обманки и биотита, рудных окислов минералов).

## ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ БОЛЬШОЙ КУРИЛЬСКОЙ ДУГИ<sup>1</sup>

Вулканогенные формации Большой Курильской островной дуги — классический пример островодужных образований северо-западной части Тихого океана (рис. 20, 21; табл. 12). Разрез вулканогенных образований наиболее полно вскрывается на островах Кунашир, Итуруп, Уруп и Парамушир. Здесь представлены породы миоцен-голоценового возраста. Наиболее полно они описаны К.Ф. Сергеевым [170] и Б.И. Пискуновым [148]. На о. Кунашир к наиболее древним образованиям относится кунаширская свита нижнего миоцена: базальты, андезито-базальты, липариты и их туфы. Средний миоцен представлен переслаивающимися туфами базальтов, липаритов, песчаников и алевролитов ловцовской свиты. К верхнему миоцену — нижнему плиоцену относятся образования алеихинской свиты, представленной переслаиванием андезитов, андезито-дакитов, липаритов с прослоями конгломератов, песчаников. Венчает разрез верхнемиоценовая головинская свита, состоящая из переслаивающихся песчаников и гравелитов с туфами и лавами среднего и кислого состава (внизу — с базальтами, вверху — с андезитами). Четвертичные вулканогенные образования сложены базальтами, андезито-базальтами, андезитами.

На островах Итуруп и Уруп нижняя часть миоценовых отложений (парамуширский комплекс) [170] состоит из переслаивающихся осадочных пород с вулканомиктовыми брекчиями, обломки которых представлены лавами базальтов, дакитов, липаритов, а также туфами этих пород. Базальтоиды приурочены к основанию разреза, кислые — к кровле. Верхняя часть комплекса соответствует курильской серии. Базальные части итурупского комплекса образованы флишиоидным типом пород, а верхние — андезито-базальтами. Залегающие выше кунаширский и большекурильский комплексы по составу вулканитов отличаются большей дифференцированностью — от базальтов до липаритов. В объеме этих комплексов на южных островах Курильской гряды (Итуруп, Кунашир) выделяется несколько формаций: нижне-среднемиоценовая базальт-липаритовая, соответствующая парамуширскому комплексу [169] и свитам р. Жемчужной, кунаширской и Горячего пляжа; габбродиорит плагиогранитная (урупский интрузивный комплекс, массивы Докучаевский, Валентиновский, Мечниковский и др.); верхнемиоценовая базальт-андезито-базальтовая, отвечающая итурупскому комплексу в объеме куйбышевской, рыбаковской, ловцовской свит; андезит-дакит-липаритовая (аналог кунаширского комплекса и алеихинской свиты

<sup>1</sup> При написании раздела использованы материалы Е.Д. Петраченко.

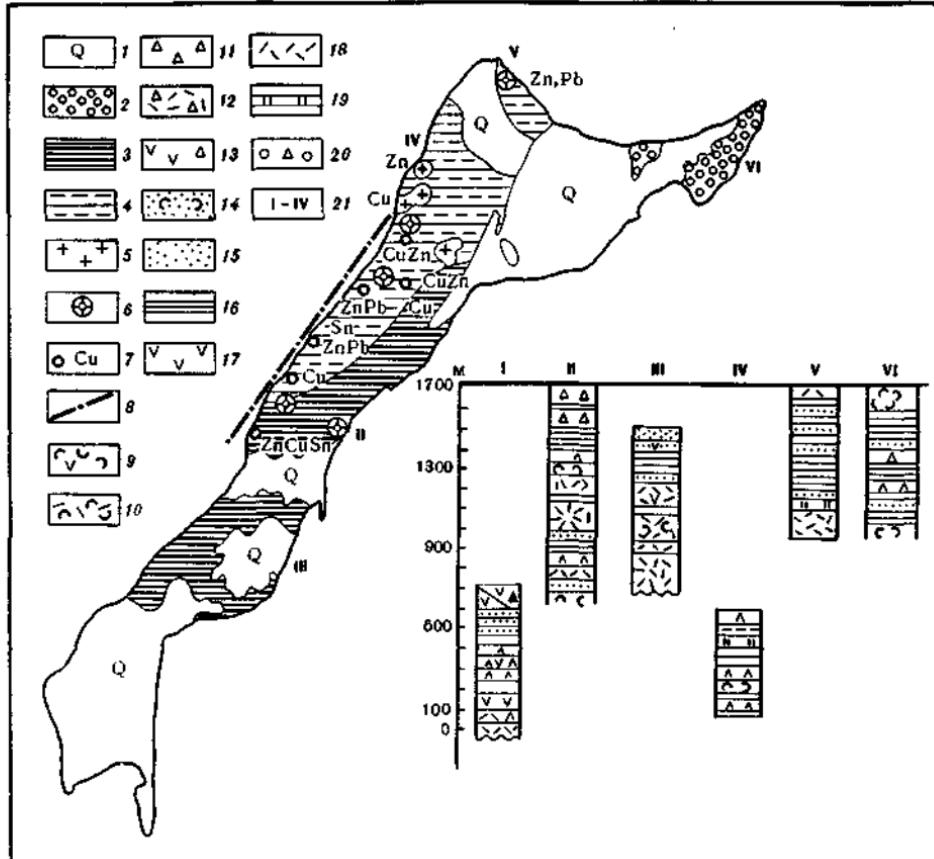


Рис. 20. Схематическая геологическая карта о-ва Кунашир [40]

1 — четвертичные образования; 2—4 — порода формации зеленых туфов: 2 — повсевская свита, 3 — свита Горячего пляжа, 4 — кунаширская свита; 5 — плагиограницы, грано-диориты; 6 — предполагаемые вулканические центры неогенового вулканизма; 7 — рудопроявления; 8 — разломы; 9 — туфы основного и среднего состава; 10 — туфы кислого состава; 11 — вулканические брекчики основного и среднего состава; 12 — лавобрекчики кислого состава; 13 — лавобрекчики основного и среднего состава; 14 — туффиты; 15 — туфогенные песчаники; 16 — алевролиты; 17 — лавы основного и среднего состава; 18 — лавы кислого состава; 19 — кремнистые породы; 20 — конгломераты; 21 — разрезы и их местоположение

верхнего миоцена—плейстоцена); верхнеплейстоцен-голоценовая базальт-андезито-дацитовая.

Для Курильской гряды выделяются два типа разрезов и формаций: слабо дифференцированный толеитовый и дифференцированный известково-щелочной (см. табл. 25). Толеитовый тип (серия) в истории развития вулканизма проявлялся неоднократно, но масштабы его даже на одном острове различны. Известково-щелочной тип (серия), как правило, сменяет толеитовый. Такая последовательность наиболее полно выражена в северной части о. Кунашир и южной половине о. Итуруп. На юге о. Кунашир и на севере о. Итуруп известны известково-щелоч-

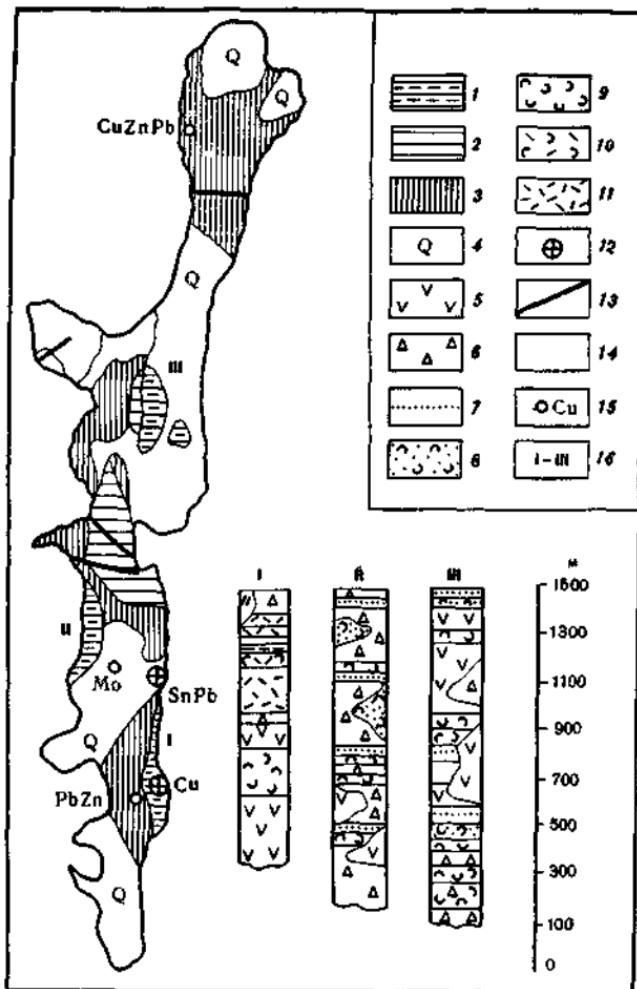


Рис. 21. Схематическая геологическая карта о-ва Итуруп [40]

1 — нижнемиоценовые образования; 2 — среднемиоценовые отложения; 3 — верхнемиоцен-плиоценовые образования; 4 — четвертичные образования; 5 — андезиты и их лавобрекции; 6 — вулканические брекции и конгломераты; 7 — туфогенные песчаники; 8 — туффиры основного состава; 9 — смешанные туфы среднего и основного состава; 10 — туфы кислого состава; 11 — эфузивы кислого состава; 12 — вулканические центры; 13 — тектонические нарушения; 14 — границы участков нижнемиоценовых поднятий; 15 — рудопроявления; 16 — разрезы и их местонахождение

ные серии, представленные непрерывным рядом от андезитов до липаритов. В пределах острова наблюдаются различные проявления геодинамических режимов: в одних случаях — погружения, растяжения и образования крупных депрессий, в других — поднятия и сжатия. Все это подтверждает ранее сделанные выводы о боковом строении островных дуг [169, 170]. Пульсационный характер таких движений обусловил повторяемость в разрезах вулканогенных толщ толеитового и известково-щелочного типов серий. Исключение составляет базальт-липаритовая (контраст-

Таблица 12

Схема сопоставления осадочно-вулканогенных комплексов и магматических формаций Большой Курильской гряды (острова Итуруп, Кунашир)

Возраст	Осадочно-вулканогенный комплекс (серии) [183]	Свита, массив
Голоцен—плейстоцен	Большекурильский	Современные вулканы, парусная, серноводская
Плиоцен	Кунаширский	р. Осенняя, алексинская
Миоцен верхний	Итурупский	Куйбышевская, рыбаковская, ловцовская
Миоцен средний	Урупский интрузивный	Докучаевский, Валентиновский, Мечниковский
Миоцен нижний	Парамуширский (средне-парамуширская, курильская)	р. Жемчужная, кунаширская, Горячего пляжа, табельковская, васильковская

ная) формация раннемиоценового возраста. Ее нижняя, базальтовая часть представлена толеитовой серией, а кислая — известково-щелочной с характерными особенностями в поведении магния, железа, кремнезема и щелочей.

Контрастная формация наиболее полно представлена на островах Итуруп и Уруп. На океаническом побережье южной части о. Итуруп формация сложена базальтами, андезито-базальтами, их лавобрекциями и толщей кислого состава: дацитов, липаритов и их туфов. Верхняя часть по составу в основном кислая, пирокластическая. Петрохимический состав, по данным Ю.Л. Неверова [137], К.Ф. Сергеева [169], Т.И. Фроловой и И.А. Буриковой [199], Г.М. Власова с соавторами [90], относится к насыщенным кремнеземом породам (для базальтов) с повышенной щелочностью, высокой величиной отношения Na к K, высоким содержанием  $Al_2O_3$  и низким  $TiO_2$ . Эти особенности сближают их с геосинклинальными базальтами контрастной формации [199].

Кислые эфузивы относятся к группе пород с нормальной щелочностью, высоким отношением Na/K. Остальные петрохимические черты, свойственные основной группе, сохраняются (табл. 13, 14, см. вкл.). Распределение микроэлементов, солевой и газовый состав в породах этой формации показали следующие особенности (см. табл. 13, 14): отмечается резкий дефицит элементов мантийной группы (Ni, Co, Cr, V), при этом он значительно сокращается от основных к кислым породам, в кислой части он минимален, а содержание Co уже выше кларка. Содержание Cu и Sn для базальтовой толщи формации выше кларка в 1,5–2 раза. В кислой части возрастает концентрация меди и золота, но содержание олова и свинца падает до нижекларкового порядка наряду с повышением относительной натровости и отношения хлора к фтору как в интрапеллурических стадиях, так и в остаточных силикатных расплавах. В этом же направлении увеличивается степень связи хлора с натрием, медью и золотом. Подобный тип корреляции между содержанием хлора, меди и натрия характерен для контрастных серий раннегеосинклинальных комплексов Урала

Формация	Последовательность (снизу вверх)	Эксплозив- ность, %	Минеральный парагенезис
Базальт-андезито- дацитовая	3 – дацит 2 – андезит 1 – базальт	60–70	<i>Pl</i> – <i>Px</i> – <i>Hyo</i> – <i>Q</i> – <i>Mt</i> <i>Pl</i> – <i>OI</i> – <i>Px</i> – <i>Hyp</i> – <i>Mt</i>
Андрезит-дацит-липа- ритовая	3 – липарит 2 – дацит 1 – андезит	80–90	<i>Pl</i> – <i>Px</i> – <i>Hyp</i> – <i>Mt</i> – <i>Bi</i> – <i>Q</i> <i>Pl</i> – <i>Px</i> – <i>Hyp</i> – <i>Mt</i> – <i>Nb</i>
Базальт-андезито-ба- зальт-андезитовая (плагиолипаритовая)	2 – андезит 1 – базальт-андезито- базальт	40–50	<i>Pl</i> – <i>Px</i> – <i>Hyp</i> – <i>Mt</i> <i>Pl</i> – <i>OI</i> – <i>Px</i> – <i>TiMt</i>
Габбро-диорит-пла- гиогранитная	3 – плагиогранит 2 – диорит 1 – габбро-диорит	–	<i>Pl</i> – <i>Or</i> – <i>Q</i> – <i>Px</i> – <i>Hyp</i> – – <i>Mt</i> – <i>Bi</i> <i>Pl</i> – <i>Px</i> – <i>Hyp</i> – <i>OI</i> – <i>Mt</i>
Базальт-липаритовая	2 – липарито-дацит 1 – базальт	30–340	<i>OI</i> – <i>Pl</i> <i>Pl</i> – <i>Px</i> – <i>Mt</i> ( <i>TiMt</i> )

[199]. Натрово-хлоридно-колчеданная с золотом специализация магматических комплексов характерна и для других регионов, в которых прослеживается высокая натровость в кислых членах серии. Металлогеническая специализация вулканогенных комплексов детально изучалась Е.Д. Петраченко, Г.М. Власовым и другими исследователями.

С нижне-среднемиоценовыми вулканитами связаны поля гидротермально измененных пород и рудопроявления различного типа. Некоторые из них тяготеют к выходам интрузионных массивов, располагаясь зонально. К купольной части приурочены высокотемпературные типа рудопроявлений, по периферии – низкотемпературные (рудопроявления островов Шумшу, Итуруп). Для длительно развивающихся рудногидротермальных систем наблюдается телескопированность – совмещение низко- и высокотемпературных типов в одних и тех же структурах.

По составу рудные тела представлены медно-полиметаллической ассоциацией с арсенопиритом, молибденитом. Для вулканитов этой формации характерны вторичные изменения, связанные с кислотным выщелачиванием. Щелочной метасоматоз проявлен весьма ограниченно [20]. С вулканитами основного и среднего состава связаны сернокислотные вторичные преобразования, а с вулканитами кислого состава – изменения галогенно-кислотного ряда.

Базальт-андезито-базальт-андезитовая формация развита в средней части о. Итуруп, вдоль Охотского побережья, и соответствует по возрасту куйбышевской и рыбаковской свитам верхнемиоценового возраста. Нижняя часть базальтовая и андезито-базальтовая, в основном состоит из лавовых и агломератовых покровов. Выше по разрезу появляются андезиты и их туфы. Севернее, на охотской стороне острова, в разрезе формации стратиграфически выше появляется мощная толща андезитов и дацитов. Таким образом, формация сокращается до минимума, и ее сменяет с постепенным переходом плиоценовая андезит-дацит-липаритовая. Для обеих формаций характерна устойчивость парагенезисов плагиоклаза, моноклинного и ромбического пироксенов, раннего магнетита. В кислой

части появляются кварц и водосодержащие минералы (биотит и роговая обманка).

Формация зеленых туфов выделена и в других островных дугах. Есть предпосылки для ее выделения в континентальных вулканогенных структурах с характерным натрово-хлоридным типом изменения (в Чукотском поясе, Тырминской зоне и др.). Для нее характерно присутствие игнимбритов, чередующихся витрофиров, сильные автометаморфические изменения. Структурно она приурочена к поднятиям внутри прогибов, где, как правило, намечаются центры более кислого и дифференцированного вулканизма с высокой долей эксплозий и проявлениями экструзивных фаций. Вблизи экструзивных тел в водной среде формируются пластующиеся тела, обогащенные рудными компонентами. Связь колчеданно-полиметаллической минерализации с куполами среднекислого состава устанавливается достаточно четко. Очевидно, эти центры извержения, сопровождающиеся гидротермальной деятельностью, являются выходами на поверхность периферических очагов, в которых газо-гидротермальная дифференциация наиболее глубинна. Гидротермы сероводородного профиля в трогах вблизи экструзий образуют сульфидные залежи совместно с "потоками" пирокластики.

При анализе распределения малых элементов в базальтоидах базальт-андезитовой и андезит-липаритовой формаций намечаются различия в уровнях содержания и степени связи, что еще раз подтверждает обособленность формирования двух самостоятельных серий — толеитовой и известково-щелочной (табл. 15, 16, см. вкл.).

Базальтовая формация с укороченной дифференциацией характеризуется резким дефицитом элементов мантийного профиля (Ni, Co, Cr, V). В породах андезит-липаритовой формации этот дефицит сокращается, для Co и V отмечается содержание в 2–3 раза выше кларкового. Общее для обеих формаций — высокое содержание меди (в 3–6 раз выше нормы), олова (в 1,5 раза) и золота, низкие концентрации серебра (ниже кларка в 1,5–2 раза). В известково-щелочной серии по мере дифференциации растет уровень свинца и цинка одновременно с медью, т.е. проявляется полиметаллическая с золотом геохимическая специализация расплавов. Наиболее высокие концентрации рудных компонентов отмечаются в кислых дифференциатах — экструзивных фациях липарит-дайков и липаритов.

Данные факторного анализа андезит-дацитовой известково-щелочной серии обнаруживают петрохимические особенности, отличающие ее от толеитовой серии. Так, породы известково-щелочной серии отличаются высокой степенью связи в мантийной группе элементов, устойчивой корреляцией литофильных (Sn, Zn) с сидерофильными элементами. В кислых породах появляются сильные корреляции элементов, составляющих рудный профиль (Zn, Cu, Pb и др.), с летучими (B, F, Cl). Таким образом, дифференцированность и роль флюидов резко возрастают на заключительных этапах формирования известково-щелочной серии. Одновременно с усилением корреляционных связей увеличивается калиевость и фтористость. В наиболее кислых дифференциатах (экструзивных) резко возрастает потенциал хлора и корреляционные соотношения видоизменяются (Cl—Na—Si—K).

Наличие повышенных содержаний Zn—Pb—Sn—Cu и Au и тесной связи между ними указывает на металлогеническую специализацию этого комплекса. Фтористо-калиевая и хлоридно-натрово-калиевая специфика флюидов, возможно, является следствием дифференциации в промежуточ-

ных очагах (F-K-Si) и влияния глубинного потока (Cl-Na), связанных с вертикальными протяженными магматическими колоннами. Если рассматривать в целом особенности состава этих формаций и флюидного режима, то следует отметить, что и базальтовая и андезит-дайт-липаритовая формации относятся к типу натровых, в которых резко преобладает натрий над калием. Для известково-щелочной серии по мере роста кремне-кислотности это соотношение сокращается, в толеитовой оно примерно остается на одном уровне.

Известково-щелочная серия, несущая признаки основной родоначальной магмы, в отличие от ранней толеитовой характеризуется высокой долей летучих в процессе дифференциации в промежуточных очагах, наличием высокой доли окисленных газов, а на последних этапах — высоким давлением водного флюида. Этот вывод подтверждается появлением игнимбритов и водосодержащих минералов, отделением натрово-хлоридных растворов от силикатных расплавов и формированием гидротермальных систем с полиметаллическим профилем.

Типичны для этого периода медно-полиметаллические, полиметаллические и количественные проявления, которые могут быть сравнимы с месторождениями типа Куроко в Японии и которые по условиям образования можно отнести к экскальационно-осадочным явлениям метасоматоза. Специфика их заключается в переходном характере от типичных месторождений Куроко к медно-порфировым, на что указывают морфология рудных тел, высокие концентрации в рудах молибдена, а также приуроченность рудных полей к массивам интрузивных пород диоритового состава.

С интенсивным калиевым метасоматозом пород формации связана редкометальная минерализация, которая сопряжена с внедрением даек и экструзий трахиандезитовой и трахилипаратовой ассоциаций и с формированием автомагматических брекчий. В апикальных частях экструзий отмечаются зоны адуляризации с рудной минерализацией золото-полиметаллического и золото-серебряного типов и проявлением интенсивной газовой переработки пород. Это подтверждает сделанный ранее вывод о высокой газонасыщенности магм к заключительным этапам внедрения и их рудном профиле. Поэтому экструзивные тела могут рассматриваться как магматические резервуары, закристаллизованные в близповерхностных условиях и являющиеся наиболее благоприятными объектами для формирования рудных тел.

Плейстоцен-голоценовая формация представлена продуктами извержений вулканов Тятя, Менделеева, Головнина (о. Кунашир), Берута-рубе, Атсонопури, Буревестник, Медвежий (о. Итуруп), а также многих других вулканов на островах Большой Курильской гряды. Формация сложена протяженным рядом от базальтов до дайтов и разделяется на толеитовую и известково-щелочную серии, различающиеся петролого-geoхимическими признаками (табл. 17, 18, см. вкл.).

Известково-щелочная серия, представленная вулканическими образованиями вулканов островов Кунашир и Итуруп, а также островов центральной части Курильской гряды, имеет следующие особенности. Базальты характеризуются дефицитом элементов мантийного профиля (Ni, Co, Cr, особенно Ni), но содержание еще более понижается к центральной части Курильской гряды (о. Симушир) при равной магнезиальности и железистости и небольшом снижении общей щелочности. В связи с этим отношение Ni/Mg наиболее низко в базальтах вулканов центральной части гряды. Увеличение натровости в кислой части серии имеет определенную

тенденцию и коррелируется с мощностью коры. Что же касается железистости, магнезиальности и отношения  $Ni/Mg$  для среднекислых эффицивов, то эта закономерность явно нарушается и, видимо, связана в большей степени с блоковым строением антиклинального свода гряды. Распределение фтора и хлора, так же как и щелочей, имеет устойчивую тенденцию и коррелируется с мощностью коры в направлении к центральной части дуги, соотношение  $F/Cl$  сдвигается в сторону увеличения фтора.

Содержание рудных компонентов ( $Sn$ ,  $Cu$ ,  $Au$ ) в плейстоцен-голоценовых лавах постоянно выше, а  $Zn$ ,  $Au$  — ниже кларковых содержаний. Свинец Только в отдельных случаях в наиболее кислых дифференциатах (в липаритах экструзий кальдеры вулкана Медвежий) достигает концентраций выше кларковых. Поведение ванадия и частично хрома с учетом минерального состава в эффицивах четвертичных формаций известково-щелочной и толеитовой серий в какой-то степени может быть показателем флюидного режима. Соотношение этих компонентов в породах может быть показателем окислительно-восстановительных условий. Известково-щелочная серия голоцена характеризуется в целом высокой степенью окисленных газов и большим давлением водного флюида. Большие концентрации ванадия в магнетите в первичной фазе, приводящие к резкому дефициту его в остаточном расплаве, указывают на высокое содержание окисленного флюида в период интрапеллурической кристаллизации и на последующее возрастание водного флюида в промежуточных очагах в кислых дифференциатах (вулкан Менделеева, кальдера Урбич).

Итак, флюидный режим известково-щелочной серии носил пульсационный характер, но в целом он шел по пути увеличения степени окисленности газов, водного флюида в промежуточном очаге и заканчивался мощным взрывом с образованием кальдеры. Гидротермальные системы на современном этапе — это явление единого флюидного процесса. Вероятно, следует различать несколько периодов эволюции флюидов: доинтрапеллурический (появление расплава), глубинной интрапеллурической кристаллизации и камерной дифференциации в промежуточном очаге, что хорошо согласуется с выводами Л.В. Таусона [180]. Об этом можно судить, анализируя поведение флюидов и некоторых элементов ( $V$ ,  $Cr$ ) вулканических островов и вулканов Курильской гряды (см. табл. 17, 18). Интересны различные соотношения  $Na/K$ ,  $Fe/Mg$ , а также  $F/Cl$  в интрапеллурическую стадию дифференциации в камере (в остаточном расплаве) для толеитовой и известково-щелочной серий, а также среди известково-щелочных пород отдельных вулканов. Во-первых, не всегда четко устанавливается грань между этими сериями, особенно в базальтовой части. Некоторые из них, в частности вулканы островов Симушир, Онекотан, имеют черты сходства с толеитовой серией. Во-вторых, отмечаются резкие тенденции в поведении  $Na$ ,  $K$ ,  $Cl$ ,  $F$  и степени их концентраций для различных серий: в толеитовой соотношение  $Na/K$  и  $F/Cl$  повышается в значительно меньшей степени, чем в известково-щелочной. В-третьих, дифференциация и возрастание окисленности флюидов свойственны известково-щелочной серии. Колебание давления водного флюида связывается с промежуточными очагами и зависит, по-видимому, от многих причин. Одна из них — степень влияния состава вмещающих пород, потока глубинных флюидов. Выплавление базальтов толеитовой серии на примере вулканов Атсонопури и отчасти Тяят проходило при низком давлении водных флюидов в "сухих" условиях. Геохимически это выражается в избытке ванадия — элемента, в основном входящего изоморфно в магнетит, кристаллизующийся при высоком окислительном потенциале.

Находки коммулятов аортит-пироксен-оливинового состава, приуроченных к пирокластическим образованиям взрывных вулканов (приведших к образованию кальдер), указывают, что давление водного флюида было существенным, так как они обогащены пироксеном и магнетитом.

Предкальдерная флюидно-магматическая эволюция вулканов во многом определила химизм гидротермальных систем и устойчивую рудную нагрузку. Натрово-хлоридный тип флюидных систем в остаточных расплавах и обогащенность их медью определяют и натрово-хлоридный тип большинства гидротермальных систем вулканов, а также рудную минерализацию фумарольного профиля, что неоднократно подчеркивалось Е.А. Радкевич [156], и усложнение минеральных комплексов молодых рудопроявлений островной дуги ( $\text{Cu}$ ,  $\text{Sb}$ ,  $\text{As}$ ,  $\text{Pb}$ ,  $\text{Mo}$ ,  $\text{Ba}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{Sn}$ ). Важ еще раз подчеркнуть низкую калиевость первичных расплавов и остаточных дифференцированных выжимок — экструзий. Калиевость повышает незначительно и связана в некоторых вулканах с экструзивными фациями, но по объему они ничтожно малы. Для них характерны повышенные величины отношений  $\text{F}/\text{Cl}$  и  $\text{K}/\text{Na}$ , появление корреляции  $\text{K}-\text{Sn}-\text{Pb}$  полиметаллического типа минерализации. Следует подчеркнуть высокую бороносность в различные этапы кристаллизации расплавов, наследуемую гидротермальными системами в послекальдерный период вулкана (гидротермы вулкана Менделеева).

Заканчивая описание вулканических серий Курильской островной дуги следует обратить внимание на соотношения толеитовой и известково-щелочной серий, которые, обладая петрохимической особенностью высокой глиноzemистостью и низкой калиевостью, резко отличают флюидный режим. Вероятно, этим во многом объясняются петрологические, рудно-геохимические и другие особенности. Устойчивый поток восстановленных газов, сухие условия выплавления и интраплатформенная кристаллизация толеитовых базальтов обусловили высокую железистость как остаточных расплавов, так и темноцветных минералов до последних, заключительных фаз внедрения. Изменение флюидного режима, появление окисленных форм газов, особенно в промежуточных очагах, повышение давления водного флюида сдвигали эвтектику области кристаллизации более кислых расплавов и обогащения их летучими и рудными компонентами.

В отдельных случаях на примере некоторых ассоциаций отмечается петрохимическая зональность, которая выражается в появлении более калиевых образований в одновозрастных комплексах. Это видно на примере плиоценовых образований о. Итуруп. Об этом отмечали в своих работах Г.С. Горшков, Б.Н. Пискунов и др. [52].

С интрузивно-экструзивными фациями вулканитов известково-щелочной серии связывается широкое распространение своеобразной молибденовой минерализации, повышенное содержание молибдена в рудах метасоматитах различных и разновозрастных проявлений. Типы кристаллизации и профилирующие элементы меняются в ней в зависимости от глубины фундамента и мощности коры. На островах с переходным типом коры преобладают медные и медно-полиметаллические проявления всем интервале от нижнего миоцена до четвертичного времени. От него к четвертичному времени усложняется минеральный состав и морфология рудных тел в связи с нарастанием близповерхностного рудогенеза. В этом же направлении нарастает интенсивность калиевого метасоматоза в породах известково-щелочной серии.

Выделяется большое значение эпимермального золото-серебряного и золото-полиметаллического оруденения, во многих чертах сходного с аналогичными месторождениями материковых вулканических поясов. Размещение оловянной минерализации преимущественно в миоценовых формациях толеитовой серии и высокая концентрация хрома в рудах могут указывать на мантийное происхождение олова. Повышенная мышьяковистость руд различных типов на флангах дуги с миоценом по четвертичный период может свидетельствовать о большом влиянии континентальной коры, на которой заложились участки дуги, примыкающие к материковым структурам.

Структурно-рудные поля тяготеют к жерловой части вулканических построек или к их основанию в местах выходов глубинных натрово-хлоридных гидротерм. По ряду геохимических, петрологических и металлогенических признаков Большая Курильская дуга на кайнозойском этапе развития близка к вулканогенным поясам континентальной части Дальнего Востока. Вместе с тем анализ соотношений толеитовой и известково-щелочной серий в различных частях дуги, отличающихся глубинным строением, не позволяет однозначно считать единственной причиной влияния мощности и состава коры на характер вулканических процессов и связанного с ними рудообразования.

### ВУЛКАНИЗМ ОКРАИННЫХ БАССЕЙНОВ

Интенсивные геологические и геофизические исследования окраинных морей выявили особенности их строения, структуры и состава слагающих дно пород. Д. Кариг [269], Дж. Паккэм и Д. Фалви разделили их на несколько типов (рис. 22). Активные бассейны непосредственно сопряжены с андезитовыми вулканическими цепями (Тонга-Кермадек, Марианской, Бонин и Ново-Гебридской) и представляют собой узкие структуры, в которых четко фиксируются напряжения растяжений, активный вуланизм и молодой возраст коры. Неактивные бассейны имеют гораздо более сложное строение. Одни из них расположены непосредственно за островной дугой (Японская, Парес-Вела и др.), а другие — разделены между дуговыми бассейнами и подводными хребтами (Филиппинский, Тасманово море и др.). Возраст их коры более древний, глубина бассейнов 1,5–2 км и больше. Структура коры по строению и мощности характеризуется значительными колебаниями. Здесь выделяются участки с субконтинентальной корой, связанные с подводными поднятиями, и глубоководные котловины с океанической корой. Характерна изостазическая нескомпенсированность коры этих бассейнов, а также наличие высокотемпературной низкоплотностной мантии под ними [269]. Так же как и в активных бассейнах, формирование их сопровождалось интенсивным вуланизмом. Многие исследователи склонны считать, что формирование дна окраинных морей происходит за счет внедрения интрузий базальтовых магм. Драгирование дна морей, а также отбор проб на островах показали широкое плащадное развитие базальтов, а в некоторых случаях и андезитов. Лучше изучено Японское море, несколько меньше — южные моря: Тасманово, Филиппинское и др. Детальное геофизическое изучение Японского моря показало гетерогенное строение его коры (рис. 23). Установлено, что вулканические породы слагают нижнюю часть приматерикового склона вдоль зон разломов, которые ограничивают структуру континента. Характерно, что выходы базальтов на дне моря (глубина 1,5–2 км) соответствуют на геофизических профилях поднятиям

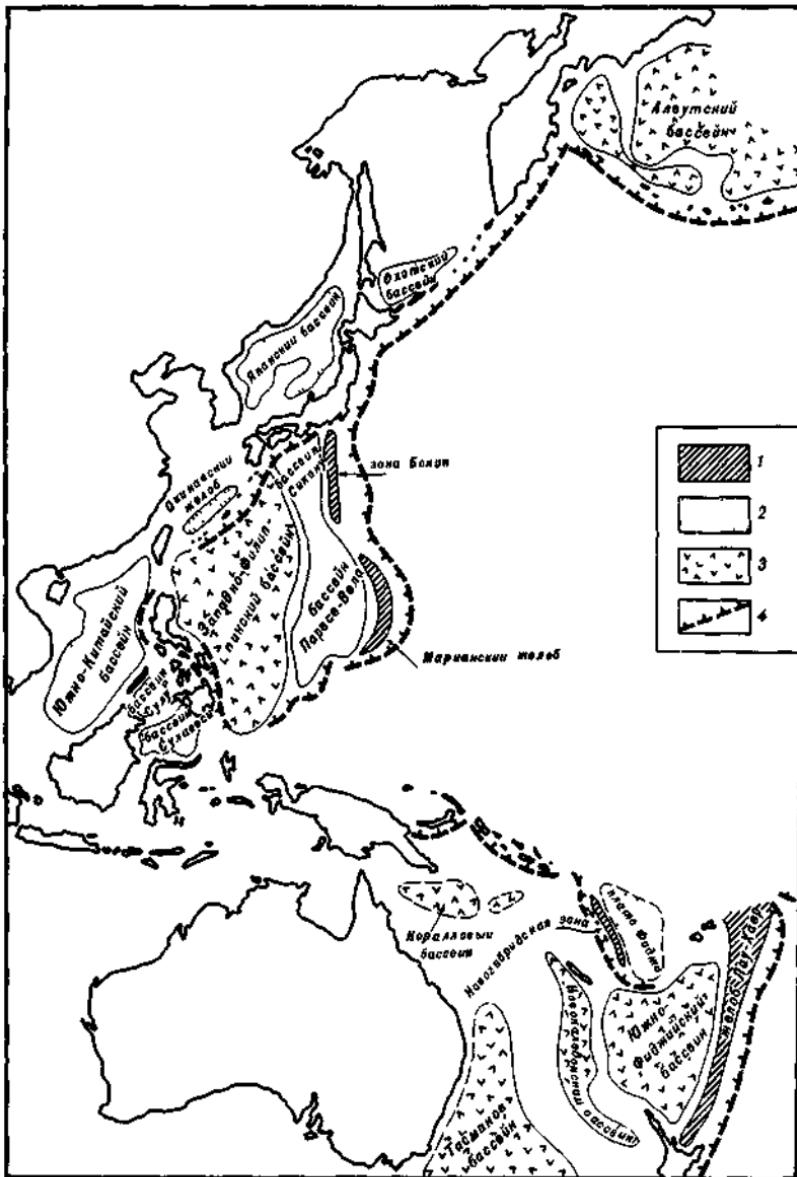


Рис. 22. Окраинные моря западной части Тихого океана [269]

1 — активные окраинные бассейны; 2 — неактивные окраинные бассейны с высоким тепловым потоком; 3 — неактивные окраинные бассейны с нормальным тепловым потоком, 4 — глубоководные желоба

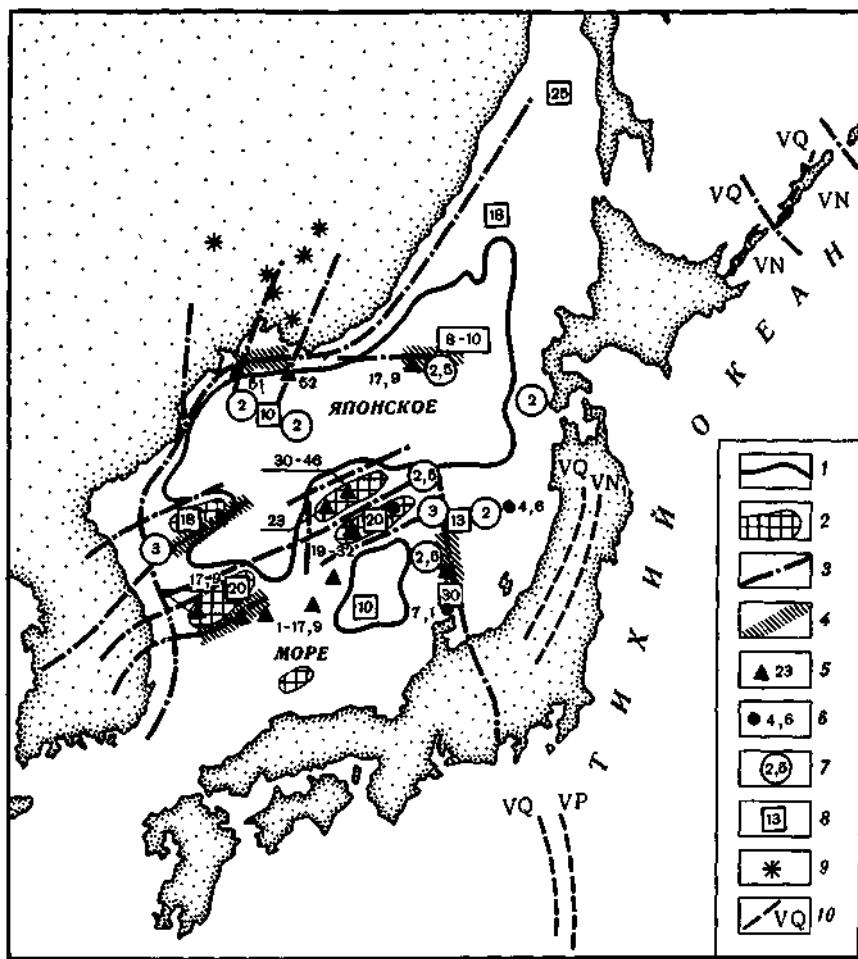


Рис. 23. Схема структурного строения Япономорского окраинного бассейна [79, 206].

1 — Япономорская глубоководная котловина; 2 — поднятия дна моря с субконтинентальной корой; 3 — зоны разломов; 4 — зоны растяжения; 5 — место отбора проб и их абсолютный возраст; 6 — место отбора проб (по литературным данным); 7 — величина теплового потока; 8 — мощность земной коры (в км); 9 — позднемезозойские вулканы на континенте; 10 — фронт вулканизма: *Nf* — палеогенового, *VN* — миоценового, *VO* — современного

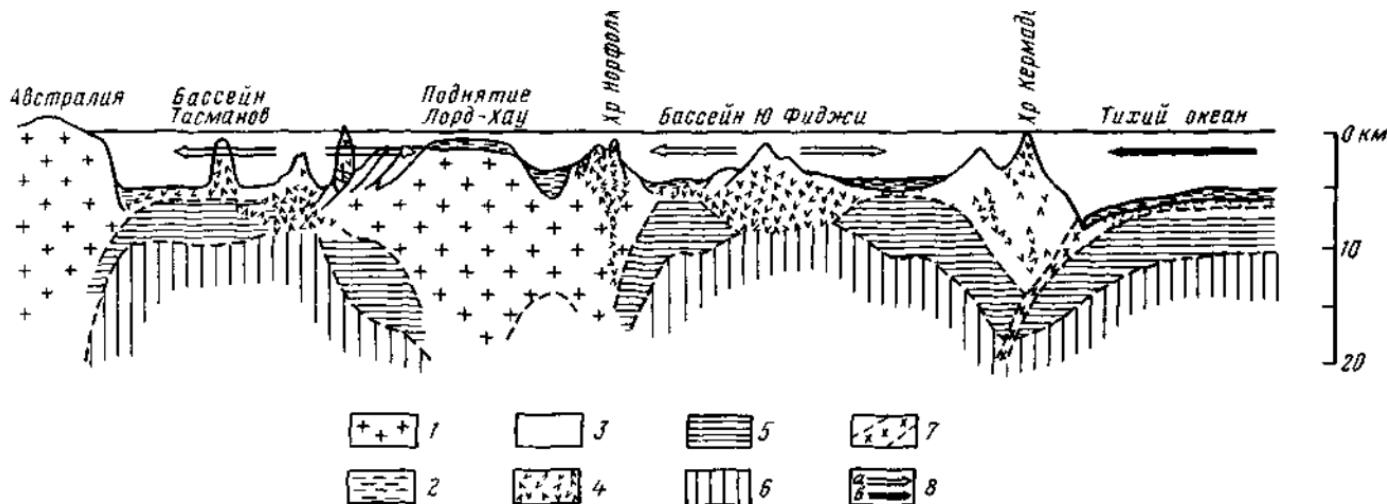
базальтового слоя и зонам растяжения [93]. В западной части Японского моря подняты базальты со склонов отдельных вулканических построек, поднимающихся со дна, с глубин 1500–2000 м, и представляющих собой острова-вулканы Уллындо и Чукто в приматериковой зоне, сложенной корой субконтинентального типа. Здесь развиты разломы, вдоль которых фиксируется повышенный тепловой поток (см. рис. 23; [79]).

Структура окраинных бассейнов к западу от Австралии (калевонский сектор) характеризуется гетерогенным строением. На рис. 24 в схематич-

ском плане показаны структурные элементы, прослеживаемые от Австралии через Тасманово море, с его небольшой мощностью коры, и далее на восток через поднятие Лорд-Хау, хребет Норфолк к Фиджийскому бассейну и островной дуге Кермадек. Как видно, сочетание отдельных блоков с корой океанического и субконтинентального типа придает этому сектору весьма мозаичное строение. Сейсмические профили подтверждают эту схему (рис. 25). Отмечается резкое увеличение мощности коры под хребтом Лорд-Хау, который в настоящее время представлен на поверхности моря отдельными островами (о. Лорд-Хау). Этот район детально изучен с помощью глубоководного бурения (DSDP) во время рейсов 21 и 30 судна "Гломер Челленджер" (рис. 26). Данные бурения выявили широкое распространение вулканических пород (базальтов, андезитов, дацитов) в различных структурах этого региона (рис. 27). В этом районе проявлена активная вулкано-тектоническая деятельность с миоценом до наших дней. Здесь активные континентальные окраины, разновозрастные островные дуги со сплошным строением и переходная зона сочетают в себе признаки как микроконтинентов, так и вновь образованных структур. Это район действующих вулканов, отражающий глубинные условия таких перестроек. Все это, вместе взятое, и дает нам основание считать, что каледонский сектор может быть ключом к решению вопроса о взаимодействии окраин континентов и океана. Кроме того, изучались и другие окраинные бассейны. Так, скв. 191 рейса 19 судна "Гломер Челленджер", пробуренная в Камчатском бассейне (рис. 28), вскрыла базальт.

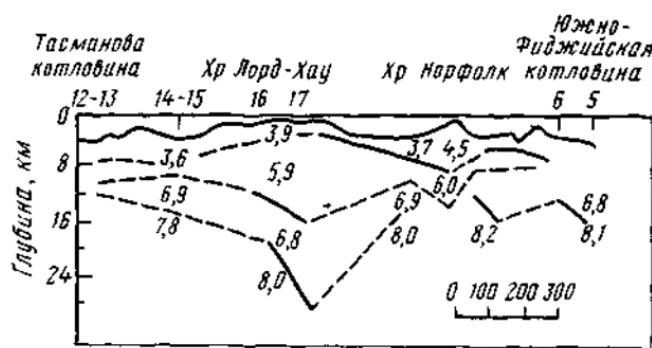
Как уже отмечалось, вулканализм является индикатором глубинных процессов, а состав пород отражает физико-химические условия этого процесса. В связи с этим более детально следует остановиться на составе базальтов дна окраинных бассейнов, так как последние широко развиты как на дне океанов, так и в переходной зоне к континенту, а также на материке. Базальты широко развиты на возвышенности Ямато, характеризующейся большой мощностью коры (20–23 км) и блоковым строением. Северный хребет отделен от южного грабеном, мощность коры которого понижается до 8–10 км [79]. На Ямато лавы перекрывают породы фундамента и представлены комплексом андезитов в нижней части и базальтами вверху. К юго-западу от Ямато с возвышенности драгированы породы, представленные базальтами, андезитами, а также дацитами и игнимбритами дацитов, для которых характерны вторичные изменения, близкие по составу к зеленым туфам Японии и о. Кунашир. На хребте Богорова в Япономорской котловине подняты крупные глыбы базальтов. Здесь в зонах разломов фиксируется напряжение растяжения [206]. В восточной части Японского моря с мелководья Сарояма и Маце драгировались андезиты. Все драгированные лавы проанализированы на абсолютный возраст калий-argonовым методом, и, по данным Р.Г. Кулинич, В.И. Васильева и др. [93], наиболее древние (средний эоцен) базальты распространены вдоль материкового склона Приморья. На северном хребте Ямато базальты по возрасту колеблются от эоцена до миоцена, тогда как на южном хребте они более молодые (от 34 до 19,3 млн. лет), а в восточной части Японского моря еще моложе (7,7–4,6 млн. лет). Таким образом, в восточном направлении возраст вулканических образований дна моря омолаживается. Исключением являются базальты вулканов островов Чукто и Уллындо, формирование которых началось в миоцене и продолжалось до современного периода.

По петрографическому и химическому составу базальтоиды и родственные им породы могут быть выделены в две серии (табл. 19) – извест-



Р и с. 24. Схематический геологово-геофизический разрез земной коры между Австралией и Тихим океаном

1 – континентальная кора; 2 – океаническое основание; 3 – океаническая кора; 4 – сейсмическая зона; 5 – морские осадки; 6 – базальт, "измененная мантия"; 7 – мантия; 8 – движения земной коры: а – древние, б – современные



Р и с. 25. Разрез земной коры юго-западной части Новокаледонского района по данным МПВ; штриховыми линиями показаны граничные скорости

ково-щелочную и щелочную оливин-базальтовую [165] (рис. 29, 30). Первая серия объединяет вулканические постройки и возвышенности центральной части Японского моря, а также все возвышенности и отдельные горы в восточной части моря. Это двупироксеновые андезито-базальты и базальты, а также оливинсодержащие пироксеновые базальты, разнообразные по структуре и текстуре. Чаще всего это стекловатые или мелко-вкрашенные породы, иногда с гломеропорфировыми сростками плагиоклаза. Количество вкрашенников и стекла сильно варьирует от стекловатых разностей до пород с 40% фенокристов. Среди вкрашенников преобладает плагиоклаз (лабрадор-битовнит), пироксены составляют не более 5–10%. Соотношение между моноклинным пироксеном и ромбическим также колеблется в широких пределах. В основном преобладают плагиоклаз и авгит. По химическому и нормативному составу эти породы отличаются от известково-щелочной серии островных дуг повышенным содержанием щелочей и низким соотношением Ca/Na, а также более железистым их составом [169].

Щелочная оливин-базальтовая серия объединяет породы западных островов Японского моря, а также базальты из каньона вдоль континентального склона Приморья (Гамовский и Находкинский каньоны). Это афиевые и порфировые породы с вкрашенниками моноклинного пироксена, оливина и плагиоклаза. Основную часть среди вкрашенников составляет пироксен, в меньшей степени – оливин, еще меньше – плагиоклаз. В основной массе, кроме оливина, пироксена, плагиоклаза, хорошо выделяются ксеноморфные зерна калишпата и зерна магнетита. По химическому составу они близки к континентальным щелочным оливиновым базальтам.

Базальты о. Чукто и Находкинского каньона отличаются несколько пониженным содержанием щелочей (см. табл. 19). Базальты Тасманова моря (хребет Лорд-Хау и Норфолк) и о. Пэнху в Южно-Китайском море составляют переходную группу пород между щелочными базальтами и островными толеитами океана [239]. Геологическая позиция базальтоидного вулканизма этих бассейнов аналогична западной части Японского моря. Они размещаются на структурах, связанных с континентальными окраинами. Но среди них намечаются две тенденции дифференциации – щелочная и толеитовая. Так, базальты хребта Норфолк более щелочные, чем базальты хребта Лорд-Хау. Базальты бассейна Лау, прилегающего к островной дуге Тонга–Кермадек [304], по составу близки к абиссальным толеитам с тенденцией к глиноземистым типам.

Анализ распределения микроэлементов в базальтах описанных выше бассейнов подтвердил разделение на основные группы, проведенное по петрохимическим данным. Базальты Японского моря по уровням мантийных элементов (Cr, Ni, Co, V) разделяются на две группы: с низким содержанием этих элементов и их отношений, отвечающих концентрациям базальтов островных дуг известково-щелочной серии, и с высоким содержанием и отношением, свойственным щелочным базальтам и толеитам океанов и их островов (рис. 31).

Ко второй группе (в основном по содержанию этих элементов) относятся базальты Южно-Китайского [239] и Тасманова морей с различными вариациями. В это же поле попадают базальты континентальных толеитов и щелочных оливиновых базальтов Востока Азии. Проведенное Уено с сотрудниками [189] изучение соотношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в базальтоидах Японского моря показало их повышенное значение при сравнении с таковыми из других районов Тихого океана. Как полагают М. Озима [293],

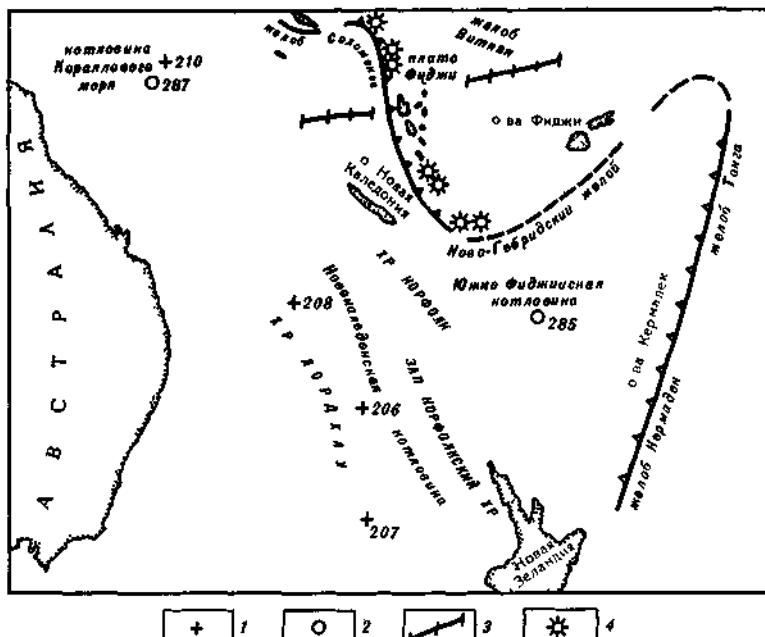


Рис. 26. Континентальные окраины в Новокаледонском районе

1 — скважины, пробуренные во время рейса 21; 2 — скважины, пробуренные во время рейса 3; 3 — зоны разломов; 4 — действующие вулканы

Мараучи [119], Уено и др. [189], это связано, возможно, с ассилиацией базальтовыми магмами осадочных пород дна океана.

Анализ вулканических проявлений окраинных морей (на примере Японского, Тасманова и др.) показывает, что лавы дна отличаются по составу и распределению редких элементов, а также по составу газов, закапсулированных в минералах. Это, возможно, является следствием различного происхождения магм в окраинных бассейнах (или их частях). Лавы восточной и центральной частей Японского моря характеризуются в отличие от западных островов этого моря, а также других бассейнов западной части Тихого океана развитием известково-щелочной серии пород, близкой по составу к породам зрелых островных дуг (Курилы, Новые Гебриды и др.), но отличаются от последних более высоким содержанием щелочей, и особенно калия, а также высоким соотношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . В других бассейнах развиты толеиты, щелочные базальтоиды, а также переходные типы пород между ними, среди которых базальты бассейна Лау близки к толеитам.

Особенности состава и структуры окраинных бассейнов, взаимосвязь между возрастом, величиной теплового потока, сейсмичностью и вулканизмом позволили некоторым исследователям высказать предположения о происхождении бассейнов. Главные из них следующие: 1) погружение участков континентальной коры с последующей базификацией [9]; 2) отчленение частей океанского ложа при формировании геосинклиналей островных дуг [28]; 3) растяжения тектоносферы [209].

Анализ данных по вулканическим породам позволяет предположить, что образование известково-щелочной серии Японского моря логично

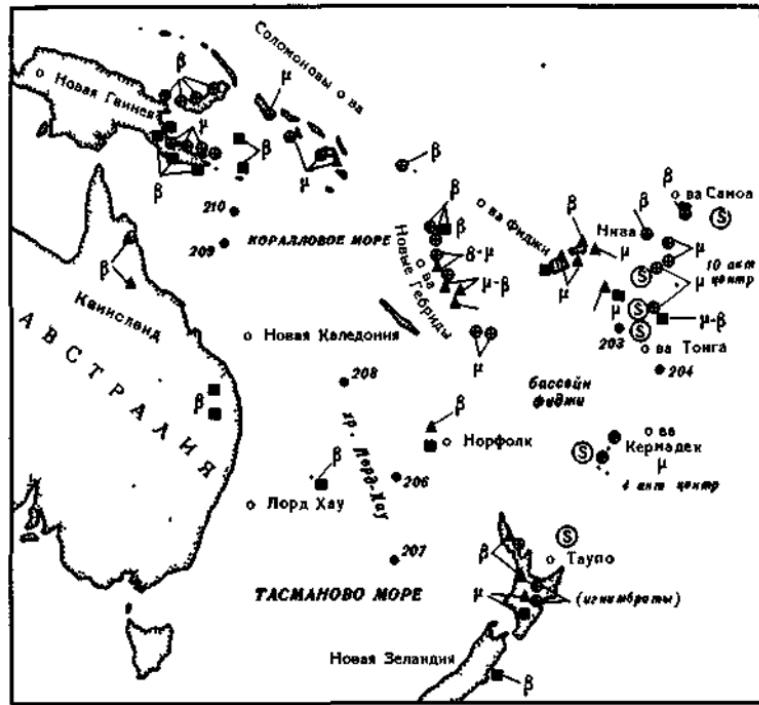


Рис. 27. Схема распространения кайнозойского вулканализма в районе между островами Тонга – Кермадек – Новая Зеландия и восточной Австралией

1 – центры миоценового вулканализма, 2–4 – четвертичный вулканализм 2 – вулканические горы, 3 – современные активные вулканы, 4 – устранены активные центры подводных взрывов; 5 – места расположения скважин DSDP, 6 – состав пород μ – андезит, β – базальт, μβ – ряд пород от базальтов до андезитов

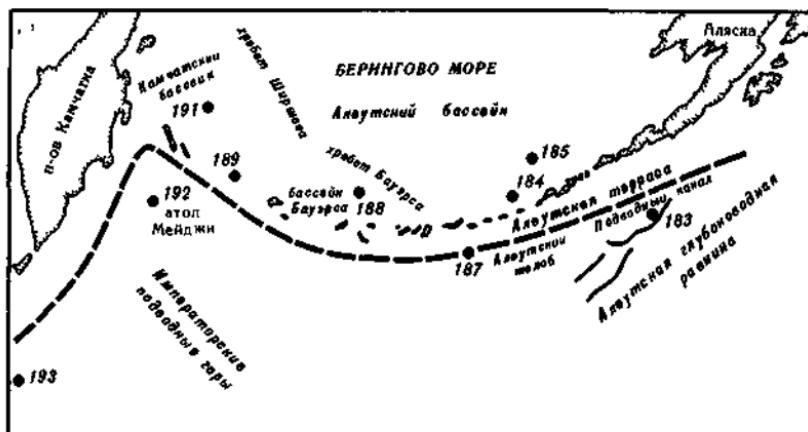
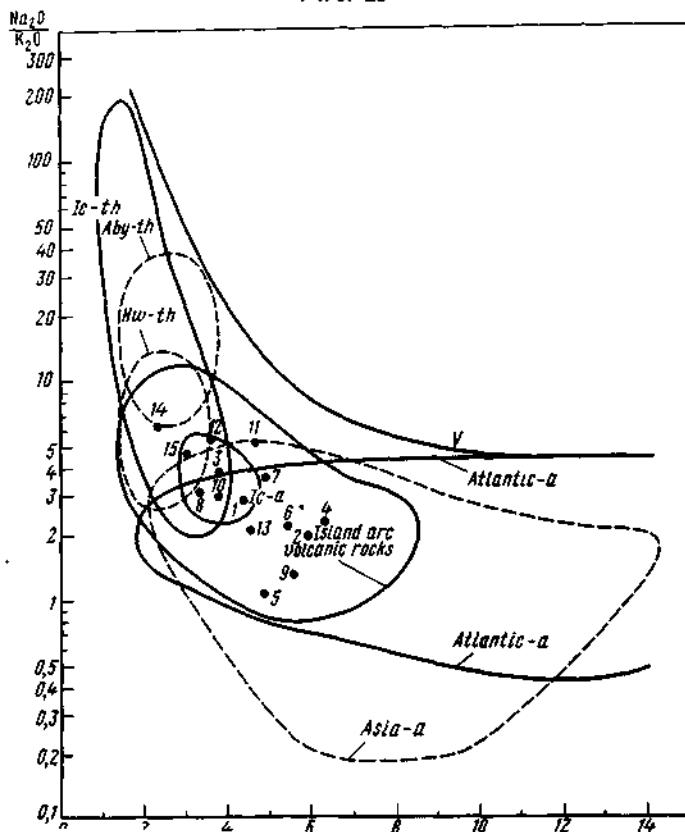
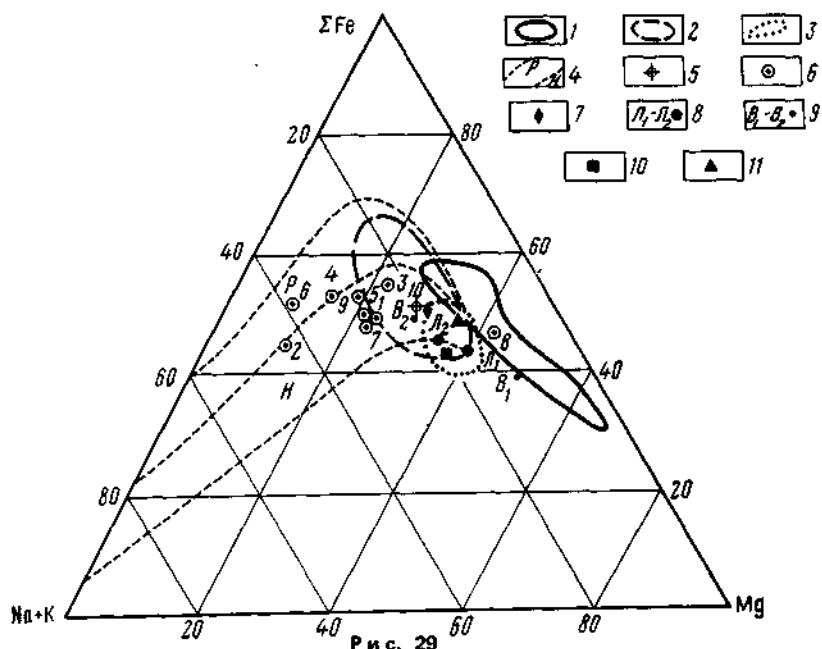


Рис. 28. Схема размещения скважин глубоководного бурения (DSDP) рейса 19 в северной части Тихоокеанского бассейна и положение скважины 191 в Камчатском окраинном бассейне



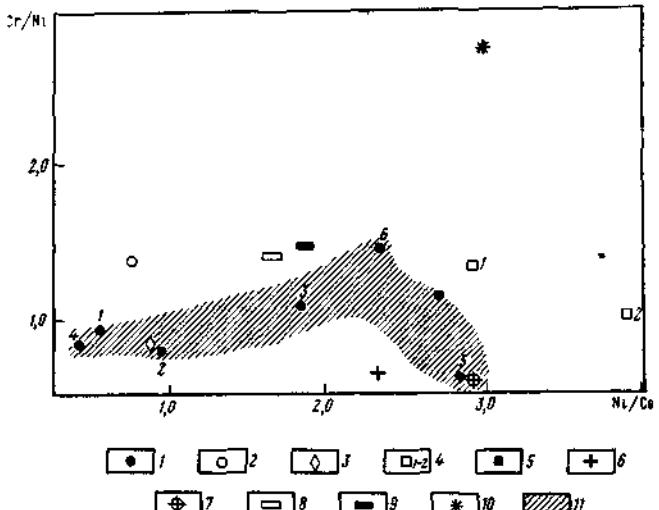


Рис. 31

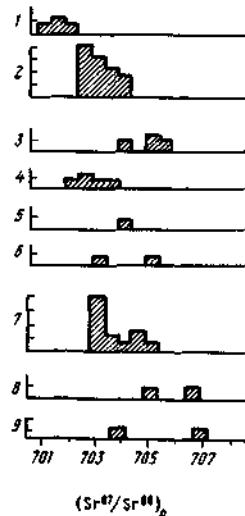


Рис. 32

Рис. 29. Диаграмма Mg-Fe — щелочи состава эфузивных формаций Тихого океана и окраинных морей

1 — гавайские толеиты; 2 — базальты плато; 3 — щелочные базальты и толеиты о-ва Пэнху (Южно-Китайское море); 4 — известково-щелочная серия Японии; *H* — гиперстеновая, *P* — пижонитовая; 5 — базальты андезитовой формации Курило-Камчатской дуги; 6 — составы пород дна Японского моря и западных островов (1 — базальт северного хребта банки Ямато, 2 — андезит северного хребта Ямато, 3 — базальт южного хребта Ямато, 4 — базальт возвышенности к юго-западу от Ямато, 5 — базальты возвышенности Боговово, 6 — андезит мелководья Сарояма, 7 — базальт из Находкинского каньона, 8 — базальт о-ва Чукто, 9 — базальт о-ва Уллындо); 7 — толеиты Приморья (СССР), 8 — базальты Тасманова моря;  $L_1$  — о-ва Лорд-Хау,  $L_2$  — о-ва Норфорк, 9 — базальты бассейна Лая:  $B_1$  — низкоглиноземистый толеит,  $B_2$  — глиноземистый толеит; 10 — щелочный базальт Приморья (СССР); 11 — океанический толеит

Рис. 30. Диаграмма  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  для позднекайнозойских вулканических пород

Линия  $V-V$  — верхний предел отношений для всех вулканических пород; *Ic-th* — исландские толеиты; *Ic-a* — исландские щелочные породы; *Aby-th* — абиссальные (океанические) толеиты; *Hu-th* — гавайские толеиты; *Slaatc-a* — щелочные породы атлантических островов; *Asia-a* — щелочные породы континентальной восточной Азии (позднекайнозойские)

Рис. 31. Диаграмма соотношений  $\text{Cr}/\text{Ni}-\text{Ni}/\text{Ce}$  в вулканических породах дна Японского моря, островных дуг, океанических островов и дна континентальных скрин

1 — породы Японского моря [189]; 2 — базальты андезитовой формации Курило-Камчатской дуги; 3 — базальт Ново-Гебридской дуги; 4 — породы о-ва Пэнху (1) щелочные базальты, 2) толеиты); 5 — щелочные базальтоиды хребта Лорд-Хау и Норфорк; 6 — толеиты Приморья; 7 — щелочные базальты Приморья; 8 — щелочные базальты о. Таити; 9 — гавайские щелочные базальты; 10 — океанические толеиты; 11 — поле вулканических пород дна Японского моря и его островов

Рис. 32. График повторяемости  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в породах дна Японского моря и океана [293, 189]

Таблица 19  
Химический состав лав дна Японского моря

Оксид	Ямато			Юго-западная возвышенность
	северный хребет		южный хребет	
	1 (3)	2 (4)	3 (1)	
SiO <sub>2</sub>	52,73	60,28	49,90	51,27
TiO <sub>2</sub>	1,32	1,12	1,17	1,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,12	16,83	20,33	18,19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,44	4,20	7,55	8,30
FeO	3,59	2,55	2,74	2,47
MnO	0,12	0,14	0,17	0,10
MgO	3,89	1,85	4,12	2,89
CaO	7,77	4,98	8,63	6,32
Na <sub>2</sub> O	3,65	4,15	3,17	4,34
K <sub>2</sub> O	1,05	2,04	0,80	1,98
Na + K	4,70	6,19	3,97	6,32
Na/K	3,45	2,03	3,96	2,19
Fe/(Fe + Mg)	0,70	0,78	0,71	0,79
Ca/Na	2,13	1,20	2,70	1,46

Приложение. В скобках приведено число анализов.

связывать с моделью вулканизма островной дуги, возникающей в результате поддвигающейся литосферной пластины и рифтинга. При этом глубина генерации магм, видимо, находится ниже. Высокие отношения K/Na в лавах согласуются с выводами Диккинсона и др. [257]. Высокие отношения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в этих же лавах, как полагают Озима и др. [293], Марауи [119] и др., могут свидетельствовать об ассимиляции базальтовыми магмами океанических осадков (рис. 32).

Высокий тепловой поток обусловлен подъемом выплавляющегося вещества и вулканическими процессами. Образование коры Японского моря этим способом возможно за 10 млн. лет [281, 294], что согласуется с данными абсолютных возрастов вулканических пород. Омоложение пород дна в восточном направлении говорит в пользу спрединга. Зоны растяжения вдоль зон разломов фиксируются геофизическими данными (рис. 32).

Формирование щелочных базальтоидов западной части Японского, Южно-Китайского и отчасти Тасманова морей связано с затопленными континентальными окраинами. Об этом свидетельствуют их глубинное строение, состав и особенности распределения микроэлементов в породах. Некоторые исследователи связывают их образование с горячими точками [308]. Происхождение толеитов бассейна Лау следует связывать с рифтингом. Они являются дериватами мантийных выплавок [309], близких по составу к примитивным толеитовым магмам.

Хребет Богорова	Возвышен- ность Сарояма	Каньон Накодка	о. Чукто	о. Уллындо	Курило-Кам- чанская дуга
5 (2)	6 (2)	7 (1)	8 (2)	9 (2)	10 (62)
51,23	57,19	49,84	44,42	43,42	51,28
1,46	1,30	2,57	2,01	2,96	0,97
17,67	18,87	16,11	14,00	17,92	17,76
6,56	4,19	5,43	3,76	5,00	4,15
2,00	3,24	2,84	7,44	5,72	5,50
0,11	0,08	0,07	0,17	0,15	0,18
3,67	1,36	3,84	11,09	4,06	5,77
9,23	5,96	7,70	10,49	9,38	9,49
2,82	3,84	3,81	2,72	3,25	2,68
2,36	1,79	1,00	0,80	2,39	1,17
5,18	5,63	4,81	3,52	5,64	3,85
1,19	2,14	3,81	3,40	1,36	2,29
0,70	0,85	0,68	0,50	0,73	0,63
3,27	1,55	2,02	3,86	2,89	3,54

#### Глава IV

### ОКРАИННЫЕ И ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА

На обширной территории обрамления Тихого океана, как азиатской, так и американской стороны, выделяются протяженные поля вулканических образований позднемезозойско-кайнозойского возраста, расположение которых контролируется глубинными трансрегиональными разломами. На азиатской стороне по характеру развития выделяются два типа вулканических поясов — окраинно-материковые и внутриконтинентальные [168, 163, 164]. Сопоставление окраинно-материковых и внутриконтинентальных поясов и зон показывает существенные различия по глубинному строению, составу слагающих комплексов, активности и рудной минерализации.

#### ОКРАИННО-МАТЕРИКОВЫЕ ПОЯСА<sup>1</sup>

Окраинно-материковые пояса принадлежат к Чукотско-Каталиятской шовной структуре, и поэтому некоторые исследователи рассматривают ее в качестве ограничения материкового блока [136, 218, 219]. Эта структура, отвечающая системе крупных расколов, отделяет материковую часть Евразии от зоны перехода [154]. В Чукотско-Каталиятской структуре выделяется ряд его звеньев — окраинно-материковых поясов: Вост-

<sup>1</sup>При написании раздела использованы материалы Ю.А. Мартынова, В.К. Попова.

точно-Чукотский, Охотский, Сихотэ-Алиньский и др. Нами наиболее детально изучался Сихотэ-Алинский пояс. На примере этого пояса рассмотрим особенности формирования, строения и состава вулканогенных образований.

### СИХОТЭ-АЛИНСКИЙ ПОЯС

Для него, как и для всех окраинно-материковых вулканогенных поясов, характерны многие особенности глубинного строения, структурных взаимоотношений и ассоциаций вулканогенных пород. Те общие признаки, которые отмечались для большинства ассоциаций окраинных поясов, объясняются особенностями тектонического развития этих структур как пограничных. Но есть и различия, которые прежде всего отмечаются в фронтальной и латеральной зональности химического состава, строения и мощности вулканогенных формаций. Сихотэ-Алинский пояс является линейной структурой, протягивающейся от мыса Поворотного до устья Амура и далее на север. На своем протяжении (более 1500 км) направление пояса меняется от северо-восточного на юге до меридионального и не совпадает с простиранием мезозойских структур, являющихся его фундаментом. Фундамент пояса на юге — палеозой. Прибрежное антиклинальное поднятие выходит на поверхность на юге Приморья, на севере пояса оно скрыто под покровом лав, но прослеживается по данным геофизических исследований. Это относится и к Главному синклиниорию и антиклиниорию Сихотэ-Алиня.

Роль разломов в формировании вулканогена подчеркивалась неоднократно в литературе [192, 218, 157, 153, 184 и др.]. Наряду с общей системой трансрегиональных разломов северо-восточного направления (Береговой, Прибрежный и др.) в настоящее время вырисовывается не менее важная роль меридиональных (Центральная и др.), субширотных сквозных зон (Бикинская и др.), которые являлись магмоподводящими каналами и определяли проявления вулканизма. Отчетливо намечается роль кольцевых структур, как отрицательных, так и положительных (сводовых и купольных поднятий). Их приуроченность к линейным зонам разломов хорошо прослеживается при дешифрировании космических снимков. Из анализа этих данных вытекает, что Сихотэ-Алинский пояс заложен вдоль протяженных разломов. Западное ограничение пояса — структуры Главного антиклиниория, восточное — Береговой шов.

Взаимоотношение вулканогенных образований пояса с породами складчатого основания в Главном синклиниории остается дискуссионным. Если в северной части структуры основания срезаются общим направлением пояса, то в центральной части установлен постепенный переход от геосинклинальных образований, представленных флишем с большим количеством вулканогенных пород основного состава (особенно в верхней части; уктурская серия), через вулканогенно-молассовые образования (лужкинская серия) среднекислого состава непосредственно к вулканогенным комплексам в основании пояса. Таким образом, намечается несколько этапов, с которыми связываются определенные типы ассоциации вулканогенных пород (формации), близкие по структурному расположению и условиям происхождения [78].

Формированию собственно структур пояса предшествовало образование мощной толщи флиша в узком прогибе, с появлением вулканогенных образований основного состава в верхней ее части. Наибольшая мощность осадков и вулканитов, характерна для той части прогиба, где наблю-

дается пересечение мезозойских структур с широтной (Бикинской) зоной. Именно здесь намечается переход вулканогенных формаций альб-сеноманского возраста от континентальных фаций, развитых в прогибах на жестких структурах, через прибрежноморские окраины Ханкайского массива (алчанская серия) к геосинклинальным в основании вулканогена. Общая мощность этих образований здесь равна 15 км. Среди них около трети составляют вулканогенные образования (уктурская серия), представленные базальтоидами, толеитовыми и щелочными разностями, и развитые в основном вдоль восточного борта прогиба. Среди последних широкое развитие имеют калиевые базальтоиды [145, 78], занимающие более высокое стратиграфическое положение. Инверсия прогиба в позднеальбское время привела к формированию вулканогенной молассы (лужкинская серия) общей мощностью более 2 км. Наибольшие мощности вулканогенных пород сосредоточены в пределах отдельных вулканогенных структур, обособившихся впоследствии как поднятия, в центральных частях которых (в сеномане) произошло внедрение интрузий (Сандинский, Вузла-Кемани и другие массивы). Сопоставление этой части разреза основания вулканического пояса с вулканогенными образованиями Малой Курильской гряды по литературным данным [201] и по своим наблюдениям, показывает, что геотектонические позиции формирования комплексов, их состав и эволюция во многом схожи. Это позволяет предполагать, что в некоторых случаях в истории формирования окраинных вулканогенных поясов существовал этап, соответствующий нижним комплексам сложных островодужных систем, таких, как Курильская.

Следующий этап развития пояса связывается с периодом резких дифференцированных подвижек вдоль разломов и накоплением среднеосновных эффузивов в приразломных структурах вдоль западной границы пояса; для них характерно сочетание вулканитов с вулканогенной молассой. Ассоциация эффузивно-пирокластических пород в сочетании с вулканогенной молассой является типичным представителем этого этапа развития вулканогена и может быть выделена в ранге контрастной формации (лужкинская серия). Дискуссионным остается вопрос об отнесении формаций ранних этапов к образованиям вулканогена. Некоторые исследователи полагают, что вулканоген формируется с момента массовых извержений кислых лирокластов. На примере Среднего Сихотэ-Алиня, по данным А.В. Олейникова, С.В. Коваленко и других, можно полагать, что вулканогенно-осадочные формации в основании вулканогена переходные, а сам переход постепенный – от стадии инверсии и излияния толеитовых базальтов и щелочных базальтоидов до орогенной, с извержениями среднекислых лав (андезитовая формация). В.Ф. Белый [15] для Охотско-Чукотского вулканогена образования подобного типа выделил в особый класс – андезитовую геосинклиналь, подчеркнув своеобразие развития, связь с геосинклинальными комплексами и преобладающий состав вулканогенных образований. Элементы такой структуры свойственны и средней части Восточно-Сихотэ-Алинского пояса. Находки щелочных базальтоидов, аналогов малокурильской трахиандезитовой формации Малых Курил, сближают ее во многом с островодужным комплексом.

Следующий этап проявления обширного кислого вулканизма, формирование толщ которого связано с депрессионными структурами (главными из которых являются отрицательные кольцевые, составляющие протяженные пояса кольцевых структур вдоль линейных разломов и

расположенные восточнее), представлен мощной толщей кислых вулкаников. Закономерное смещение центров активного вулканизма к востоку и формирование депрессионных кольцевых структур, которые вдоль береговой полосы на космических снимках дешифрируются как полуокольца, обращенные в сторону моря, могут служить доказательством, что современная восточная граница пояса не совпадает с палеограницей и что часть пояса скрыта под водами Японского моря [92, 184].

Ассоциации пород, связанные с этим этапом, представлены игнимбритами "больших объемов", отражающими специфику их формирования. Система депрессионных структур в пределах пояса с общей тенденцией погружения к востоку в западной части выразилась компенсационными поднятиями, которые связаны с более поздними этапами формирования пояса (самаргинский, богопольский комплексы). Вдоль западной границы пояса формируются крупные сводовые поднятия (Журавлевский, Арму-Иманский и ряд других), которые хорошо дешифрируются на космических снимках, а на палеовулканологических картах выделяются как крупные кольцевые структуры с обращенными сводами, вдоль которых характерны более мелкие депрессии. Здесь же известны и купола. В этом отношении интересен Сандинский массив, вокруг которого по кольцу формируются молодые структуры, выполненные более молодыми комплексами. В береговой полосе формируются более мелкие как положительные, так и отрицательные структуры. Ассоциации вулканических пород (самаргинский, богопольский комплекс) характеризуются латеральной неоднородностью, с проявлением пород более кислого и щелочного состава в западных поднятиях и депрессиях и пород основного и менее щелочного состава в восточных. Таким образом, для этого этапа можно выделить две ассоциации (или формации): 1) трахиандезит-трахидацит-трахилипаритовую и 2) андезит-дацит-липаритовую.

Заключительный этап формирования пояса ознаменовался вулканизмом контрастного типа и был приурочен к линейным вулкано-тектоническим депрессиям, а также к отдельным кальдерам. Наиболее широко он проявился в центральной и северной частях пояса. В центральной части пояса кедровская контрастная серия представлена двумя ассоциациями: а) базальт-андезито-базальт-андезит-андезито-дацитовой (укороченный ряд дифференциации известково-щелочной серии), б) липарит-трахилипарит-дацитовой (субшелочная серия); в северной части пояса (Нижнеамурской зоне) к контрастной серии относятся образования кузнецковского и колчанского комплексов и, возможно, кизинские базальты.

Покровные лавы площадного трещинного распространения и моногенные вулканы плиоценового возраста связаны с рифтообразующими системами по краю крупной Восточно-Азиатской мегаструктуры [70, 184]. Для этого этапа можно выделить толеитовую ассоциацию и оливин-базальтовую.

Как уже было подчеркнуто выше, распределение ассоциаций находится в согласии с глубинным строением. Глубинное строение вулканогена по геофизическим данным отличается рядом особенностей. Оно характеризуется сокращенной мощностью земной коры (около 30–32 км, а на севере до 20 км), развитым базальтовым слоем и преобладанием его над гранитным [198, 93]. Для пояса отмечаются высокий градиент силы тяжести и положительные магнитные аномалии, что связывается со скрытыми источниками возмущения геофизических полей. Как пред-

полагает Р.Г. Кулинич [93], этим источником могут быть базальтовые магмы, залегающие в основании фундамента пояса. Выделяется серия скрытых магматических интрузий основного и ультраосновного состава, которые имеют как широтное, так и субмеридиональное простиранье. Они встречаются в виде самостоятельных внедрений или приурочены к гранитным массивам. Постоянная связь этих даек с гранитоидами составляет особенность интрузивного магматизма и позволяет уверенно предполагать значительно большие масштабы этих внедрений на глубине, исходя из геофизических данных.

К западу от вулканогена, где Прибрежное антиклинальное поднятие сопрягается с Главным синклиниорием, отмечается резкий уступ, связанный с увеличением мощности земной коры до 37 км. Базальтовый слой сокращается, а гранитный — возрастает до 15 км. Появление огромных масс вулканитов связывается с условиями растяжения в земной коре. На примере Сихотэ-Алинского вулканогена хорошо прослеживается такая связь. Это может быть или следствием активизации тектонических и магматических процессов, охвативших азиатские окраины в позднем мезозое [173, 198], или связано с реакцией жестких массивов со стороны развивающегося геосинклинального прогиба [38]. Безусловно, возникновение протяженных разломов и приразломных депрессий с извержением больших объемов лав связано с глобальными зонами растяжения в земной коре и с подкорковыми процессами.

Блоковый характер Сихотэ-Алинского вулканогена определил особенности глубинного строения, состав и эволюцию вулканизма. При этом поперечные разломы: Иманский, Бикинский и другие — играли важную роль в обособленности и развитии магматических ареалов. Южная часть вулканогена выделяется в Южно-Сихотэ-Алинскую зону, центральная, от широты Тернея и до Анюйского блока, — в Центральную, а северная — в Нижнеамурскую. Для каждой зоны характерен комплекс эфузивно-экструзивных и интрузивных образований. Главной чертой является увеличение доли основных и средних лав и пирокластов в составе слагающих их вулканогенных толщ. Эта продольная зональность, отмечаемая и для других отрезков Чукотско-Катайской структуры, хорошо проявлена на примере зон Сихотэ-Алинского пояса. В то же время наблюдается изменение состава эфузивно-интрузивных комплексов в вулканоструктурах с востока на запад. Это выражается в увеличении щелочности лав среднего и кислого состава. Примером латеральной зональности служит Нижнеамурская зона, а также Центральная Сихотэ-Алинская зона.

Ассоциации вулканогенных пород пояса, этапность их развития в большей степени соответствуют формационным группам. Одним из главных методов изучения состава пород во времени и пространстве является формационный анализ, общие принципы которого изложены в работах Ю.А. Кузнецова [90], Е.К. Устиева [191], И.В. Лучицкого [105, 106] и др. В связи с этим естественные ассоциации вулканогенных поясов будут рассмотрены на формационной основе.

По составу и особенностям структурного положения вулканиты разделены на эфузивно-экструзивные формации: базальт-трахибазальтовую, андезитовую, липаритовую (игнимбритовую), контрастную (лужкинскую серию) и покровных базальтов, отвечающие этапам заложения формирования пояса.

Базальт-трахибазальтовая формация развита в узком линейном прогибе к западу от Восточно-Сихотэ-Алинского пояса. Детально она изучалась

Таблица 20

Средний состав пород эфузивных формаций Сихотэ-Алинского вулканического пояса

Формация, комплекс, порода	№ п./п.	Число анализов	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>
Центральный Сихотэ-Алинь				
<b>Базальт-трахибазальтовая формация</b>				
Уктурский комплекс				
Трахибазальт	1	18	52,39	0,71
Силлы	2	3	52,41	0,70
Телектит	3	4	50,47	0,60
Контрастная формация				
Лужкинский комплекс				
Базальт	4		49,58	0,95
Андерзит	5		55,25	0,78
Дацит	6		63,74	0,74
Южный Сихотэ-Алинь				
<b>Андерзитовая формация</b>				
Синаничинский комплекс				
Маргаритовская структура	7	22	59,57	0,85
Нанцинская структура	8	4	58,14	0,84
Кемская структура	9	2	61,14	0,45
Больбинский комплекс				
Нижнеамурская зона	10	40	57,73	0,81
Примечание. Выборки 1–9 – по С.В. Коваленко, 10 – по Ю.А. Мартынову.				

С.П. Коваленко [78]. В разрезе терригенных образований вулканиты занимают верхнюю часть и тяготеют к восточному краю прогиба. К Нижней половине толщи приурочены толеитовые разности с содержанием K<sub>2</sub>O около 1%. Однако эта особенность выражена не совсем четко. Здесь же находятся и более калиевые разности.

Вверх по разрезу увеличивается доля эфузивно-пирокластических образований и повышается общая щелочность, и особенно калиевость. Интрузивные комагматы представлены габбро и габбро-диоритами, в которых проявлена та же тенденция – повышение общей щелочности (калиевости). Так, силлы, прорывающие все покровные и интрузивные образования, являются наиболее калиевыми (табл. 20).

Общей петрохимической особенностью пород формации является высокая глиноземистость и низкая титанистость и магнезиальность. Толеитовые разности относятся к магнезиальным и низкоглиноземистым разностям, но также являются низкотитанистыми. В этом проявляются черты сходства (низкая титанистость, высокая глиноземистость, щелочность) и различия (высокая магнезиальность при сравнении с Курильскими) с позднемеловыми вулканогенными формациями Малых Курил. В то же время они несут черты сходства с базальтоидами Тайгоносской тектонической зоны, но отличаются по титанистости, а главным образом по щелочности, так как последние имеют крайне низкую (океаническую) калиевость [15].

Контрастная формация объединяет породы лужкинской серии (малотернейская, бурматовская и филатовская свиты Среднего Сихотэ-Алиня),

$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{FeO}$	$\text{MnO}$	$\text{MgO}$	$\text{CaO}$	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{P}_2\text{O}_5$	$\text{Na}/\text{K}$
Центральный Сихотэ-Алинь									
17,84	2,52	5,11	0,23	5,17	6,90	3,56	2,99		
18,67	2,26	5,10	0,15	4,04	5,24	3,86	4,47	0,42	
14,23	2,70	5,99	0,19	10,6	9,57	1,63	1,17		
18,00	3,20	6,35	0,42	3,74	5,65	4,85	0,30	0,20	
17,72	2,35	4,73	0,27	3,72	5,91	4,48	0,93	0,32	
17,19	1,42	4,12	0,15	0,98	3,65	3,60	3,30	0,28	
Южный Сихотэ-Алинь									
15,56	2,82	3,82	0,09	2,08	4,46	2,88	2,09		1,38
17,08	2,33	3,94	0,10	4,18	3,68	2,85	2,79		1,53
17,95	1,55	3,11	0,09	2,47	2,60	5,51	2,61		3,17
16,85	3,24	3,49	0,14	3,00	5,26	3,51	2,72		

являющейся переходной, субаквальной толщой. Для нее характерно переслаивание грубых терригенных молассоидных образований с покровами базальтов, гиалокластитов, андезито-базальтов и более редких андезитов и дацитов, не имеющих в разрезе определенного положения. В некоторых случаях отмечаются горизонты кислых туфов в верхней части толщи (бурматовская толща и др.) [201], которая по составу и геологической позиции может быть сопоставима с миоценовыми образованиями (контрастная формация) Большой Курильской дуги (океанический разрез), описанной в разделе "Вулканогенные формации Большой Курильской дуги". Как отмечалось выше, контрастность проявлена спорадическим чередованием пирокластов и лав основного и кислого состава при весьма ограниченном развитии средних. Породы этой формации наращивают общий разрез вулканогенных образований, но уже в субаквальной обстановке площади их развития выходят за пределы узкого прогиба. Они распространены значительно шире пород базальт-трахибазальтовой формации. В петрохимическом отношении для контрастной формации, как и для курильской, характерны натровый профиль и низкое содержание калия, магния и кальция в основных разностях, высокая глиниземистость (табл. 20).

Андезитовая формация представлена значительно шире. Она формируется в линейных структурах вдоль протяженных разломов, в основном у западного края пояса. Формация объединяет петрозуевскую и синанчинскую свиты на юге пояса, сабунинскую и иссиминскую в центральной части, больбинскую – на севере, в Нижнеамурской зоне. Подробное опи-

сание формации приведено в работах И.Н. Говорова, М.А. Фаворской, В.А. Баскиной, В.Г. Сахно и многих других, поэтому мы здесь остановимся на главных особенностях. Формация имеет двуслойное строение. Нижняя часть представлена петрозуевским комплексом, который объединяет вулканиты петрозуевской, сабунинской и других свит в основном среднекислого состава. Верхняя часть формации представлена мощной толщей андезитовых лав и пирокластов (синанчинская и бальбинская свиты). Для этой толщи характерен малый процент (20–30%) эксплозивности, резкая фациальная изменчивость по разрезу. Наибольшая мощность толщи отмечается в средней части пояса, где она равна 1500–2000 м, к северу и югу она сокращается до 400–500 м. Формация сложена в основном лавами андезитов, реже андезито-базальтов и дакитов и их туфами и лавобрекчиями. Среди андезитов наиболее обычными петрографическими разностями являются пироксеновые, реже двулипироксеновые, пироксен-роговообманковые и биотитовые. Наиболее основные типы андезитов (авгитовые) характерны для северной части пояса.

С эфузивными образованиями во времени и структурно связаны экструзивные и интрузивные внедрения, представленные габбро-диорит-гранодиоритовой серией. Массивы экструзивных и интрузивных пород локализуются в вулканоструктурных. Возможно, к этой формации относится Нижнеамурская серия габбро-диорит-гранитоидных массивов, выделенная Э.П. Изохом и др. [72] для Северного Сихотэ-Алиня. По химическому составу породы формации относятся к щелочноземельному типу тихоокеанской ассоциации вулканических пород со средней известковистостью и нормальным или несколько повышенным количеством глинозема. Для серии характерно резкое преобладание натрия над калием как в вулканитах, так и в плутонических сериях формации. Наибольшей известковистостью отличаются ранние фазы извержений вулканитов формации (петрозуевская свита, южная зона).

В Центрально-Сихотэ-Алинской зоне отчетливо намечается зональность в составе вулканогенных образований андезитовой формации. В восточных вулканоструктурных зонах (Кемской, Мало-Кемской, Тернейской) характерны более известковые и натровые типы лав и пирокластов (см. табл. 20). Это относится и к соотношению Mg/Fe и известковистости. В западных структурах (Нанцинская, Колумбинская) возрастает доля калия и общая железистость. Подобная зональность хорошо проявлена в Нижнеамурской зоне (изменения состава лав с востока на запад). Трахиандезитовый состав формации для западных участков пояса прослеживается на всем его протяжении с востока на запад. Особенно это хорошо проявляется в содержании щелочей и извести. Это характерно для тех зон, которые вытянуты в западном направлении (Нижнеамурская). Лавы западных участков по составу отклоняются в сторону менее щелочноземельных серий (см. табл. 20).

Липаритовая формация выделяется в объеме приморской, сиановской, самаргинской и богопольской свит (или их аналогов), которые могут быть представлены как комплексы, так как основные петрографические и петрохимические признаки этих свит сохраняются в тех вулканоструктурах, где такие подразделения проведены [33]. В качестве примера можно привести богопольский комплекс, представленный биотитовыми липаритами, дакитами и их пирокластическими породами. Этот комплекс широко развит на юге (Аввакумовская и другие структуры) и в средней части звена (Пластунская и др.). Кислый вулканализм соответствует общему воздыманию региона и проявлению дифферен-

цированных движений с дальнейшим обособлением положительных и отрицательных вулкано-тектонических структур.

Преобладающими породами формации являются липариты и дациты. Андезиты составляют небольшую часть в составе формации на юге пояса. Нижняя часть липаритовой формации представлена игнимбритами липаритов и дацитов, которые составляют 80–90% общего объема извергнутого материала. В верхней части формации соотношение лав и пирокластов меняется, возрастает объем лавовых извержений в составе толщи, появляются наряду с вулканитами липаритового состава дациты, андезито-дациты и андезиты. При этом соотношение средних (андезитов) и кислых (липаритов) вулканитов возрастает до 30–40%. Наиболее четко это проявлено в северной части пояса.

Для нижней толщи игнимбритов характерна выдержанность разреза состава вулканитов на большом протяжении. Среди них преобладают липариты с минеральной ассоциацией вкрапленников кварца, ортоклаза, олигоклаз-андезина, редко биотита и роговой обманки. Последние два минерала составляют 1–2% объема всех вкрапленников. Верхняя часть формации отличается фациальной пестротой, сопряженностью извержений кислых и средних вулканитов. Постоянными минеральными ассоциациями вкрапленников в липаритах являются, кварц, санидин, плагиоклаз (от олигоклаза до основного андезина), биотит, реже роговая обманка, авгит и гиперстен. Продольная зональность наиболее четко проявлена в породах верхней части липаритовой формации не только изменением соотношения липарит–андезит в пользу последнего, как уже описывалось выше, но также изменением минеральной ассоциации вкрапленников в андезитах. В северной половине пояса преобладает ассоциация плагиоклаза (основной андезин) и авгита; южнее – более кислые андезиты с парагенезисом вкрапленников: андезин–авгит–роговая обманка и реже биотит и кварц.

По химическому составу породы формации относятся к известково-щелочной серии Тихоокеанской ассоциации вулканических пород, несколько отличаясь от типичных представителей этой ассоциации Курило-Камчатских островов и Японии повышением щелочности. По эволюции состава породы формации разделяются на несколько комплексов: нижний, существенно игнимбритовый (приморский комплекс) и верхние, липарит-дакит-андезитовые комплексы (сияновский, самаргинский, богопольский). Нижняя серия характеризуется повышенной или нормальной известковистостью, слабой или нормальной глиноземистостью, эволюцией состава пород от плагиолипаритов (известково-натровых) к калиевым липаритам. Соотношение натрий/калий меняется в сторону повышения калия при неизменяющейся общей щелочности и кислотности. При постоянстве петрохимического состава игнимбритового комплекса наблюдается некоторое изменение состава с юга на север вдоль пояса. В средней его части появляются наиболее основные по составу липариты (высокое содержание извести и магния при низкой щелочности). В некоторых структурах, например Тернейской, в верхней части разреза появляются андезиты, которые перемежаются с покровами липаритов. По петрогохимическим данным есть основание считать эту часть разреза аналогом сияновского комплекса, который, как правило, здесь выпадает. В более северных районах повышается щелочность вулканитов. Между нижней формацией андезитов и игнимбритовым комплексом липаритовой формации полностью отсутствует преемственная связь в эволюции составов вулканитов.

Верхняя толща липаритовой формации характеризуется эволюцией петрохимического состава от калиевых липаритов и дацитов к натровым разностям, с повышением известковистости и основности эфузивов при постоянном возрастании глиноземистости. Средние эфузивы, входящие в состав верхней толщи формации, по петрохимическому составу близки к дацитам и липаритам.

В западных структурах пояса южного блока (Березовский, Ороченский, Перевальский и др.) выделяются комплексы восточной части пояса. Но отличием их является весьма ограниченное развитие или полное отсутствие нижних формаций — андезитовой (синанчинская и петрозуевская свиты), и весьма сокращенная мощность наиболее широко развитого приморского комплекса. В большей степени в этих структурах развиты березовский (аналог богопольского), базовский (аналог кузнецковского) комплексы и интрузивные серии, которые завершают развитие магнетизма этих структур: санчазская (габбро-монцонит-граносиенитовая) и серия субвулканических гранитов [134].

В составе березовского комплекса выделяются наиболее кремнекислые и щелочно-кислые породы — трахилипараты, а в базовском — трахиандезиты. Породы этих структур отличаются наличием в составе минеральной фазы вулканитов и интрузивов таких минералов, как минералы гранат-альмандинового ряда, муассонит, ортит, ильменит, циркон, графитистое вещество, флюорит. В химическом составе для всех комплексов отмечается высокая щелочность, для ультракислых — высокое отношение K/Na, высокая глиноземистость и железистость, которая возрастает с повышением кремнекислотности. Этот необычный тренд является типоморфным для серий подобного типа сводовых поднятий, отличающихся развитием кислого вулканизма, что, видимо, объясняется определенным режимом флюидов (высокой восстановленностью).

В Центрально-Сихотэ-Алинской зоне (Нанцинская, Колумбинская, Кемская, Ильмовская, Зевско-Соболевская структуры) липаритовая формация в объеме приморского, самаргинского, богопольского комплексов представлена породами различного фациального состава. Преобладают игнимбриты, в меньшей степени лавы липарито-дацитов, андезитов и их пирокластических разностей. Изменение мощности пород формации колеблется от 200 до 2500 м.

По минеральному составу для приморского комплекса в целом выдерживаются парагенезисы  $Pt-Og-Bi-Mt$ . Наряду с игнимбритами в строении толщи значительное место занимают липаритовые порфиры с автомагматическими брекчиями (Валинкуйская структура). Андезиты по составу вкрапленников относятся к пироксеновым и двупироксеновым, иногда с роговой обманкой. Для комплекса характерны акцессорные минералы: циркон, сфен, тинатомагнетит, апатит. Породы комплекса подвержены окварцеванию, серicitизации, эпидотизации, карбонатизации и хлоритизации. Химический состав их, несмотря на сложную фациальную изменчивость толщи и большое разнообразие типов вулканитов, однообразен. Это свойственно также и экструзивным фациям этого комплекса. Характерны высокое отношение K/Na, низкая известковистость. Наиболее калиевые разности комплекса отмечаются для игнимбритов Нанцинской структуры. Средняя часть липаритовой формации Центральной зоны представлена богопольским и левособолевским комплексами, развитыми в Мало-Кемской, Тернейской, Шандуйской, Зевско-Соболевской и других структурах, а также в структурах западного обрамления (Валинкуйская, Колумбинская).

Отличительной особенностью комплекса является наличие в его разрезе биотитовых липаритов и дацитов и их пирокластических разностей. Кемские липариты развиты весьма ограниченно; ими восполнена Шандуйская структура. В пределах Нанцинской структуры они также развиты. Это относится к верхней части игнимбритового покрова приморского комплекса, представленного слабоспекшимися туфами с большим количеством биотита (до 15%), отличающимися от нижележащих игнимбритов более свежим обликом и слабой степенью изменения.

Минеральная часть туфов и игнимбритов, а также лав отличается большим числом ассоциаций. Характерны следующие парагенезисы: вкрашенников: плагиоклаз—биотит—кварц, плагиоклаз—биотит—роговая обманка—кварц—сандин—гиперстен—магнетит и др. Соотношение вкрашенников и основной массы колеблются в широких пределах. Среди плагиоклазов преобладает олигоклаз-андезин, а среди калишпатов — сандин с высоким углом оптических осей, встречается также ортоклаз. Аксессорные минералы представлены сферулитами, апатитом, ортитом, цирконом, флюоритом. Для пород комплекса отмечается слабая степень изменения.

Химический состав пород комплекса отличается небольшими колебаниями — от дацитов до липаритов. Экструзивные фации характеризуются более основными разностями пород. Соотношение Na/K сдвигается в сторону более натровых разностей.

В низнеамурской зоне липаритовая формация представлена татаркинским и маломихайловским комплексами, в строении которых участвуют липариты, липарито-дациты и дациты. Преобладают липаритовые разности, рассматриваемые В.И. Суховым в составе липарит-дацитовой формации. Она развита в Ульбанской, Тумнинской, Нижнеамурской структурах центрального типа (стратовулканы), палеовулканах и кольцевых пропадках. Минеральные парагенезисы, представленные плагиоклазом, биотитом, магнетитом, ортоклазом, кварцем, отличаются выдержанностью на большом протяжении пояса. Химические составы пород отличаются повышенной щелочностью (высокая натровость).

Контрастная формация наиболее широко развита в Центрально-Сихотэ-Алинской зоне (Зевско-Соболевская структура), где она представлена кедровской серией, и в Нижнеамурской зоне — в составе кузнецковского, колчанского и кизинского комплексов. Кедровская серия Зевско-Соболевской структуры представляет собой пример контрастной формации завершающего этапа вулканизма окраинно-материковых поясов. Контрастность серии выражается в отсутствии пород промежуточного состава между основными и кислыми ее членами, в тесной структурной и временной приуроченности и особенностях эволюции базальтов и липаритов. Фундаментом развития формации являются вулканогенные породы ранних этапов вулканизма. Это типичный кальдерный комплекс, где нижний член формации — кузнецковский комплекс — представлен дифференцированной серией от базальтов до андезито-дацитов. Кислые члены этой серии занимают крайне малые объемы (не более 5–7%). Для него характерны: оливиновые и двупироксеновые парагенезисы вкрашенников для базальтов и андезито-базальтов, двупироксеновые, реже с биотитом, для андезитов и, наконец, плагиоклаз-роговообманково-пироксеновые с кварцем и магнетитом для кислых членов серии. По химическому составу комплекс пород относится к известково-щелочной серии, и по мере дифференцирования наблюдается увеличение железистости пород, доли калия и преобладание его над натрием. Примером

Таблица 21

Средние содержания редких элементов в базальтоидных формациях Сихотэ-Алинского вулканического пояса ( $\mu \cdot 10^{-4}$ )

Формация, структура, комплекс, порода	Число анализов	Ni	Co
<b>Кедровская структура</b>			
Кузнецовский комплекс			
Анdezito-базальты	35,3	16,1	
Кхуцинский комплекс			
Липариты	5,8	5,4	
<b>Нижнеамурская зона</b>			
Кузнецовский комплекс			
Базальты	10	50,0	25,0
Анdezito-базальты	35	59,0	26,0
Анdezиты	14	53,0	13,0
Колчанский комплекс			
Липариты	30	6,0	4,0
Анdezito-дациты	11	11,0	11,0
Игнимбрито-лиparиты	13	5,0	4,0
Кизинский комплекс			
Платобазальты	18	54,0	21,0

поздних дифференциатов являются экструзии роговообманковых андезито-дацитов.

Кхуцинский комплекс, который развит в тех же структурах, что и предыдущий, по объему сопоставим с базальтоидным. Он представлен пирокластическими, эфузивными, а также экструзивными фациями. Его эволюция носит антидромный характер — от липаритов до дацитов. Минеральные парагенезисы вкрапленников простые: в липаритах — плагиоклаз, калишпат, биотит, магнетит; в дацитах появляются амфибол, пироксен; акцессорные — магнетит, циркон, апатит, флюорит. По химическому составу они разбиваются на два типа — субщелочные липариты и дациты известково-щелочного ряда. При этом они резко отличаются по содержанию щелочей, а главное — по соотношению K/Na. Распределение микроэлементов в породах (табл. 21) и магнетитах [150] вскрывает черты сходства и различия кузнецковского и кхуцинского комплексов. Это не позволяет однозначно решить вопрос генезиса контрастной серии обсуждаемой структуры.

В нижнеамурской зоне контрастная формация представлена кузнецковским, колчанским и, как считает Ю.А. Мартынов [122], кизинским комплексами. Наиболее хорошо изучены породы формации на примере Бухтянской кальдеры [121], хотя породы широко развиты и в других структурах зоны (Амуро-Ачинской и др.).

Базальтоиды кузнецковского комплекса составляют укороченную дифференциированную серию от базальтов до андезитов. Главными минеральными фазами являются парагенезисы оливина, плагиоклаза, диопсида, гиперстена и магнетита. В андезитах появляется амфибол. Химические данные и нормативные составы показывают, что они склоняются в наиболее основной части к нефелиновым разностям, но главная их серия может быть отнесена к глиноземистым базальтам известково-щелочной серии (с некоторым повышенным содержанием калия). Пове-

Cu	Cr	V	B	Sn	Pb	Zn	Ag
23,0	43,1	213,2	11,2	3,1	17,8	117,7	0,09
8,8	5,2	29,1	11,1	2,7	35,6	49,6	0,06
83,0	52,0	167,0	10,0	3,0	10,0	62,0	0,09
87,0	55,0	155,0	10,0	3,0	14,0	67,0	0,17
74,0	52,0	133,0	9,0	3,0	8,0	58,0	0,07
14,0	5,0	34,0	21,0	4,0	27,0	57,0	0,09
38,0	6,0	93,0	14,0	2,0	17,0	60,0	0,08
18,0	10,0	31,0	16,0	2,0	28,0	38,0	0,06
72,0	60,0	176,0	10,0	3,0	10,0	76,0	0,06

дение микроэлементов в процессе дифференциации кузнецового комплекса (V, Ni, Cr) меняется мало (см. табл. 21).

Кизинский комплекс, развитый практически в тех же структурах, внешне и по петрографическому составу мало отличается от кузнецового, но по химическому составу он более однотипен. Породы комплекса относятся к глиноземистым базальтам с нормативным кварцем и гиперстеном, по содержанию микроэлементов они также похожи.

Колчанский комплекс, стратиграфически расположенный между кузнецовскими и кизинскими базальтоидами, распространен в Бухтынской и Масловской структурах. Он представлен покровными фациями и большим количеством экструзивных образований. При этом наблюдается этапность в формировании пород комплекса — от натровых трахитов до субщелочных липаритов. По петрографическому составу намечается устойчивый парагенезис минералов: плагиоклаз, амфибол, биотит, титаномагнетит. Особенностью комплекса является отсутствие в минеральных фазах кварца и калишпата. По химическому составу пряды могут быть отнесены к субщелочным, в основном за счет более высокого содержания натрия при сравнении с обычными типами пород по кремнекислотности. По содержанию микроэлементов они отличаются повышенным уровнем бора, меди и серебра. Важная особенность пород — обедненность их никелем, хромом, кобальтом и ванадием. Характерно уменьшение их концентраций по мере увеличения кремнекислотности, что сближает их с трендом известково-щелочных серий.

Как видно из анализа контрастных формаций двух регионов пояса, они отличаются объемами и соотношениями основных и кислых лав, трендом эволюции и составом лав и распределением микроэлементов. Намечается увеличение основности и щелочности пород в северном направлении, т.е. более натровая специфика как основных, так и кислых членов. Таким образом, можно выделить калиевый и натровый типы

контрастных формаций для этих структур. Вопрос о происхождении контрастных формаций рассматривался в литературе с различных позиций [90, 200]. Анализ геологических данных, петрохимического состава и поведения микрэлементов позволяет сделать вывод, что по условиям происхождения кислые породы контрастной формации обеих структур пояса различны.

Инtrузивные образования пояса изучались М.А. Фаворской, Ф.К. Шипулиным, В.А. Баскиной, С.А. Коренбаумом, В.С. Ивановым, И.К. Никифоровой, М.Г. Руб, И.Н. Говоровым и другими, потому нет необходимости детально останавливаться на их описании. Идея о вулкано-плутонических ассоциациях, выдвинутая Е.К. Устивым в 1959 г., оказалась весьма обоснованной и позволила по-новому рассмотреть вопросы магматизма вулканических поясов. Новые материалы, полученные в последние годы, а также идеи, высказанные Д.С. Штенбергом и его коллегами относительно "вулканических" гранитоидов, позволяют магматические образования разделить на две серии: вулканическую, связанную с развитием конкретных структур (и являющуюся непременно заключительной фазой вулканического процесса), и плутоническую, не связанную с развитием вулканических структур, секущих последние. Крупные, иногда протяженные инtrузивные массивы, представляющие собой магматогенные поднятия горстового типа, приурочены к прибрежному антиклинальному поднятию (Владимирский, Валентиновский и др.); в северо-восточном направлении роль плутогенных пород уменьшается. Такая особенность была подмечена в вулканических структурах Охотско-Чукотского пояса [15].

В Центральном Сихотэ-Алине, кроме известных и описанных в литературе магматических комплексов, по данным А.В. Олейникова, С.В. Коваленко и других исследователей, выделяется сеноман-туронский, представленный крупными массивами гранитоидов (Венюковский, Сандинский, Ефремовский и др.), расположенными ближе к западной границе пояса. Внедрением этих инtrузий завершается формирование андезитовой формации. Породы приморского комплекса перекрывают его во многих участках.

Следующий магматический комплекс, соответствующий по времени завершающему этапу формирования приморского и сияновского вулканических комплексов, представлен крупными массивами: Владимирским и Евстафьевским в южной части пояса; Евлампиевским, Исаковским, Тернейским, Кемским, — в центральной и западной частях пояса. По характеру взаимоотношения некоторые из них могут быть отнесены к плутоническим. Они как бы "срезают" вулкано-тектонические структуры, приуроченные к горстовым поднятиям, и потому могут быть выделены в класс структур магматических поднятий [15]. Более мелкие массивы (Кемский, Светлинский и др.) формировались непосредственно в вулканоструктурах, что позволяет отнести их к вулканическим, близ-поверхностным образованиям.

Как правило, большинство массивов являются многофазными; появляется такая последовательность внедрения: габбро-гранодиорит-гранит. С гранитизацией при внедрении гранитного материала в более ранние фазы (фаза становления габбро и габбро-диорита) связано появление монцонитовых разностей (Мутухинский, Китовое Ребро и другие массивы). Установливаемая последовательность при формировании инtrузивных массивов этого комплекса выдерживается на большой площади. В петро- и геохимическом отношении для пород комплекса

характерны пересыщенность глиноземом, высокая щелочность, увеличивающаяся к заключительным фазам, низкие содержания бора и фемафильных элементов. Высокие концентрации отмечаются для серебра, молибдена, реже — для олова, меди, свинца. Отмечаются высокие корреляционные соотношения молибдена, наиболее ярко проявленные в отдельных фазах, но, как правило, устойчивые от габбро до аплитов.

Следующий магматический комплекс (Прибрежный, или Верхнеудомский) связан с вулканизмом и вулканоструктурами этапа формирования богопольского вулканогенного комплекса датского возраста. Массивы комплекса развиты в северной части, где они вытягиваются цепочкой вдоль береговой полосы. Это небольшие массивы сложных очертаний; в некоторых случаях они представлены центральным куполом в вулканоструктуре. Все массивы близкотверхностные, относятся к типу вулканических. На юге пояса интрузивная деятельность проявилась в основном в экструзивных фациях (Аввакумовская, Богопольская и другие структуры).

В западных вулканоструктурах (Березовской, Ороченской и др.) интрузивные комплексы датского возраста представлены сложнодифференцированными массивами (Санчазским, Ороченским и др.) от габро-монzonитов до граносиенитов.

Интрузивным аналогом кхуцинского комплекса базальт-липаритовой формации Центрального Сихотэ-Алиня является выделенный в последние годы А.В. Олейниковым, С.В. Коваленко и другими исследователями в Среднем Сихотэ-Алине комплекс вулканических тел, даек экструзий, связанных с развитием вулканоструктур. Выделение подобных образований в самостоятельный комплекс представляет практический интерес в связи с рудной минерализацией, развитой в Центральном Сихотэ-Алине и связанной с породами этого комплекса.

Распределение рудных и редких элементов изучалось на примере вулканических комплексов большинства вулканоструктур. Средние содержания рудных и редких элементов в комплексах колеблются от структуры к структуре. Это относится как к основным рудным элементам, составляющим металлогенетический профиль региона (Sn, Pb, Zn), так и к элементам сидерофильной группы (Ni, Co, Cr, V, Cu) (табл. 22).

Средние эфузивы синанчинского комплекса по уровням содержания рудных элементов (Sn, Pb, Zn) разделяются на три группы: а) нанцинские андезиты с низкими (ниже кларковых) содержаниями олова, свинца и цинка; б) кемские андезиты с высокими содержаниями олова, но низкими свинца и цинка (в 2 раза ниже кларков); в) тернейские с околовкларковым содержанием олова и цинка. По уровням сидерофильных элементов, как правило, все структуры характеризуются низкими содержаниями никеля (в 3–4 раза ниже кларка), ванадия, кобальта, хрома. И только нанцинские андезиты по хруму и кемские — по кобальту и меди отличаются более повышенными содержаниями (см. табл. 22).

Кислые вулканиты приморского комплекса характеризуются повышенными содержаниями олова, при этом наиболее высокие содержания свойственны экструзивным фациям Ильмовской структуры. По уровням содержания свинца и цинка в кислых вулканитах вулканоструктуры можно разделить на два типа: восточные (Тернейская, Ильмовская, Кемская), с повышенной концентрацией, и западные и северные (Нанцинская, Колумбинская, Зевско-Соболевская, Нижнеамурская), с низкой концентрацией.

Таблица 22

Средние содержания элементов в вулканических комплексах вулканоструктур ( $n \cdot 10^{-4}$ )

№ п/п	число анализов	Ni	Co	Cu	Cr	V	B	Sn	Pb
1	31	15,2	5,7	16,7	123,5	61,0	—	2,3	11,8
2	13	13,0	20,8	99,0	29,5	12,7	10,7	5,0	6,2
3	12	8,8	5,1	19,8	45,3	49,1	13,4	3,3	8,2
4	35	9,2	2,3	10,6	14,5	22,8	—	3,4	15,9
5	9	10,2	3,3	31,1	5,6	3,0	22,4	4,3	24,0
6	19	4,5	8,3	11,5	5,8	25,0	8,6	5,1	23,8
7	5	6,8	7,0	15,0	10,0	5,0	8,0	8,0	47,0
8	38	3,6	2,3	6,2	7,8	28,4	7,6	4,4	27,7
9	16	11,6	3,5	48,5	5,9	9,0	22,3	4,5	7,3
10	13	4,5	10,6	7,2	2,5	38,0	13,0	2,9	33,0
11	17	11,0	12,0	27,0	5,9	68,0	17,0	3,0	31,0
12	20	8,0	5,0	17,0	5,0	48,0	16,0	2,0	28,0
13	18	3,4	2,0	8,1	5,8	13,8	5,7	4,7	30,0
14	12	5,4	4,3	14,7	18,0	30,2	8,8	6,1	24,6
15	42	2,8	2,4	15,1	10,2	12,1	12,1	5,1	27,4
16	18	12,8	2,1	10,1	25,8	28,1	10,2	9,1	24,5
17	23	3,3	2,4	4,9	6,6	4,7	7,9	4,3	13,6
18	35	19,3	19,8	47,1	31,6	147,0	15,0	2,3	21,8
19	17	18,0	14,0	98,0	26,0	116,0	11,0	3,0	22,0
20	24	8,7	6,0	54,2	5,9	18,6	6,5	5,5	11,7
21	14	13,2	8,2	51,5	7,6	16,4	9,4	5,1	1,0
22	14	7,0	9,8	15,0	8,9	27,5	6,3	5,4	16,9
23	19	4,6	9,7	8,7	1,6	31,0	12,0	2,7	35,0
24	25	8,1	3,4	9,8	10,8	21,6	15,5	7,1	33,7
25	12	9,1	4,7	12,9	4,2	47,1	16,1	4,5	30,7
26	—	55	10	35	51	110	15	2,5	15
27	—	8	5	21	25	41	15	3,0	21

П р и м е ч а н и е . Саяновский комплекс, структуры: 1 — Нанцинская, 2 — Кемская, 3 — Тернейская; приморский комплекс, структуры: 4 — Нанцинская, 5 — экструзии, 6 — Кемская и Ильмовская, 7 — экструзии, 8 — Тернейская, 9 — Колумбинская, 10 — Зевско-Соболевская (верхняя толща) [150], 11 — Зевско-Соболевская (нижняя толща) [150], 12 — Нижневамурская [по данным Ю.А. Мартынова]; Исяновский комплекс, Маргаритовская структура: 13 — липариты, 14 — дациты.

В отношении элементов сидерофильной группы и летучих четкое разделение на отдельные группы провести трудно, но можно отметить, что вулканиты западных структур характеризуются повышенными концентрациями никеля, меди и бора. В то же время для экструзионных образований (Малиновская и др.) характерны вышеуказанные содержания серебра, золота и молибден-серебро-медный тип корреляционных соотношений.

Особо следует подчеркнуть геохимическую специализацию саяновского комплекса: для восточных и западных структур намечается олово-золото-серебряный тип специализации. Олово-полиметаллическая и медно-молибденовая специализация проявлена в восточных структурах (Пластунская, Синанчинская и др.), олово-молибден-вольфрамовая — в западных (Березовская, Караванная и др.). Наиболее четко это устанавливается по корреляционным соотношениям.

Zn	Ag	Mo	W	Be	F	Nb	Ta	Au
65,0	0,04	—	—	—	—	—	—	—
39,5	0,04	—	—	—	—	—	—	—
81,7	0,05	0,5	1,6	—	3,20	26,5	3,0	4,2
57,3	0,02	—	—	—	—	—	—	—
41,0	0,07	—	—	—	—	—	—	—
27,4	0,05	—	—	—	—	—	—	—
65,0	0,07	—	—	—	—	—	—	—
73,9	0,05	0,8	1,9	0,9	2,70	21,1	1,9	5,2
25,2	0,03	—	—	—	—	—	—	—
77,0	0,06	—	—	—	—	—	—	—
82,0	0,06	—	—	—	—	—	—	—
44,0	0,04	—	—	—	—	—	—	—
179,0	0,07	0,8	2,3	1,3	420	22,7	2,4	4,7
88,8	0,06	—	—	—	—	—	—	—
78,1	0,46	—	—	—	—	—	—	—
98,1	0,18	—	—	—	—	—	—	—
67,7	—	0,8	1,4	1,1	230	28,8	2,7	2,3
82,1	0,06	—	—	—	—	—	—	—
56,0	0,07	—	—	—	—	—	—	—
30,0	0,04	—	—	—	—	—	+	—
28,9	0,05	—	+	—	—	—	—	—
36,9	0,04	—	—	—	—	—	—	—
72,0	0,08	—	—	—	—	—	—	—
128,0	0,04	1,2	1,7	0,08	390	25,6	1,7	0,9
75,2	0,09	—	—	—	—	—	—	—
72	0,07	1,0	1,5	5,5	800	20,0	3,5	—
61	0,05	0,9	1,0	1,8	500	20,0	0,7	—

15 — Якутинская (по данным В.А. Михайлова), 16 — Березовская; самаргинский комплекс, структуры: 17 — Тернейская, 18 — Зевско-Соболевская [82], 19 — Нижнеамурская (по данным Ю.А. Мартынова); богопольский комплекс, структуры: 20 — Шандуйская, 21 — экструзии, 22 — Ильмовская, 23 — Зевско-Соболевская [26], 24 — Михайловская, 25 — Березовская, 26 — кларк для средних пород, г/т, [34], 27 — кларк для кислых пород [28]. Au —  $n \cdot 10^{-7}$ .

Геохимические профили пород богопольского комплекса намечаются на основании характера распределения микроэлементов. Это прежде всего олово-полиметаллическая специализация с молибденом и вольфрамом для западных структур (Березовская, Караванная, Ороченская и др.). Отмечаются высокие концентрации никеля и кобальта, низкие — хрома и весьма колеблющиеся от структуры к структуре — меди. Несмотря на низкие содержания бериллия, в некоторых структурах, сложенных богопольским комплексом, интерес представляют высокие корреляции бериллия с фтором. Находки фторсодержащих экструзивных тел повышают перспективность в отношении поисков минерализации подобного типа в поясе. Как уже отмечалось выше, для контрастной серии Сихотэ-Алиня характерна золото-серебряная специализация, особенно для кислых дериватов.

Анализ геологических данных по глубинному строению, фундаменту,

составу и строению вулканогенных толщ Сихотэ-Алинского пояса позволяет отметить следующее.

1. Если в целом для Чукотско-Катазиатской структуры устанавливается наложенный характер, то на отдельных звеньях развития наблюдается унаследованность от геосинклинального режима к инверсионной стадии, а затем к орогенной и посторогенной. Намечается определенный ряд формационных групп, последовательно сменяемый во времени: флишиодно-вулканогенная с толеитовой формацией внизу и трахибазальтовой вверху; вулканогенно-молассовая с контрастной и андезитовой формациями; собственно вулканогенно-интрузивные формации пояса с огромной массой флюидо-пирокластических образований, среди которых доминируют игнимбритовые толщи. Первый и второй ряды формации по строению, составу и характеру формирования, а также по структурной позиции развития сопоставимы с формациями внешней дуги (Малых Курил и т.д.). Островодужный этап в развитии основания наложенных окраинных поясов отмечался многими исследователями [210, 15].

2. Для вулканогенных формаций пояса, основная масса которых представлена игнимбритами кислого состава (приморский, татаркинский и другие комплексы), характерна региональная устойчивость петрохимических и геохимических особенностей. Меняется соотношение объемов кислых и среднеосновных вулканитов вдоль оси пояса. Это выражается сокращением мощности игнимбритовой ассоциации с юга на север, появлением в разрезах толщ более основных разностей (особенно для верхних частей), увеличением доли средних и основных пород. В петрохимическом плане эта тенденция появляется в увеличении магнезиальности и общей щелочности (в основном за счет натрия) в пределах каждого комплекса (появление трахитоидных пород); это же распространяется и на распределение халькофильных и литофильных элементов.

3. Латеральная зональность проявлена следующими типами: а) временной (смещение от альбских до позднесенонских извержений в восточном направлении) – уктурский – лужкинский – петрозуевский – синанчинский – приморский комплексы; б) петрохимической, выражающейся повышением щелочности, кремнекислотности в одновозрастных комплексах западных вулканоструктур (Ороченская, Березовская, Нанцинская, Колумбинская и др.) в Южно- и Центрально-Сихотэ-Алинской и Нижнеамурской зонах; в) геохимической, связанной с уровнем содержания прежде всего элементов рудного профиля ( $Sn$ ,  $Pb$ ,  $Zn$ ,  $Cu$ ), а также с корреляционными соотношениями литофильных и сидерофильных элементов (Базовская, Березовская, Нанцинская, труктуры), г) петрологической, выраженной прежде всего характером минеральных парагезисов и их составом.

В структурах западной части пояса, представленных чаще всего большими и малыми сводовыми поднятиями и купольными структурами, в центральной части на глубине фиксируются гравитационные минимумы и зоны разуплотнения, а магматические образования представлены фациями высокотемпературных кислых вулканитов и гранитоидов с парагенезисом граната, гиперстена, муассонита, ильменита, графита. Здесь же отмечаются фации ультраосновных пород. Кристаллизация расплавов и формирование пород с подобными парагенезисами сопряжены с флюидным режимом высокой восстановленности [167, 140].

В структурах подобного типа известна высокотемпературная оловянная минерализация (кассiterит-кварцевая). По периферии сводов,

а также вдоль восточной границы пояса магматических образований породы характеризуются более натровыми типами, а состав минеральных парагенезисов (появление магнетита, отсутствие граната, муассонита и графита и т.д.) свидетельствует о высоком давлении воды при их формировании. По кольцевым разломам (по периферии сводов и куполов), а также вдоль ограничивающих их протяженных сквозных разломов внедряются глубинные магмы, представленные дифференцированными интрузивными массивами монцонитоидного состава, с которыми, видимо, связана основная масса промышленных проявлений олова, полиметаллов низкотемпературного типа.

## ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА И ЗОНЫ<sup>1</sup>

Эти пояса и зоны расположены в тыловой части Тихоокеанского подвижного пояса на границе крупных тектонических элементов. Их направление контролируется региональными разломами и швами, ограничивающими разнородные структуры различных этапов консолидации: кристаллические массивы, области палеозойской складчатости и т.д. Основными тектоническими элементами этого региона являются северо-восточный выступ Китайской платформы, представленный кристаллическими массивами Буреинским, Малохинганским, Кэнтэйским и др., и субширотная Монголо-Охотская складчатая область и мезозойская складчатая система Сихотэ-Алиня. Сочленение складчатых областей с северо-восточным выступом платформы проходит вдоль крупных разломов в основном двух направлений — субширотных и северо-восточных. Разломы этих простираций контролируют размещение внутриконтинентальных вулканических зон.

К субширотным разломам Монголо-Охотского направления в первую очередь следует отнести Южно-Тукуриングский разлом и непосредственно примыкающую к нему Джагдинскую зону смятия, проходящие на стыке края северо-восточного выступа Китайской платформы и складчатого обрамления. Вдоль этих структур в различное время проходило формирование интрузий сложного состава и заложение континентальных впадин. Видимо, восточным продолжением этих структур является Пауканский разлом, ограничивающий Ниланский антиклиниорий с севера. К этой же группе можно отнести Гилюйский, Тукуриングский, Прибрежный разломы. Последний в восточной части имеет простижение, близкое к северо-восточному.

Разломы тихоокеанского (северо-восточного) направления представлены Западно-Сихотэ-Алинским швом, ограничивающим на западе Сихотэ-Алинскую складчатую геосинклинальную область от Ханкайского массива; Кукинский разлом можно отнести к тихоокеанскому направлению. Он проходит вдоль восточного края Буреинского массива по границе его со складчатым обрамлением. В эту систему можно включить разломы, ограничивающие прогибы и поднятия в пределах кристаллических массивов (Синкайский, Мулинский, Иланский, Тумынь-Цзянский и др.) [173, 162].

Кроме этих главных разломов, существенное значение имели попечные разрывные нарушения, которые определили воздымание и опускание отдельных блоков и ареалы развития вулканических зон. Наряду с линейными структурными элементами в локализации вулканических

<sup>1</sup> При написании раздела использованы материалы С.О. Максимова.

ареалов имели большое значение кольцевые структуры — своды, купола и депрессии (кальдеры, обращенные своды), а в дугообразных депрессиях, огибающих крупные своды, — эффузивные аналоги. Нередко интрузивные массивы слагают кольцевые комплексы вдоль обращенного центрального свода (Октябрьская зона и др.). Ядерно-концентрическая структура сводовых поднятий характеризуется глубинными аномалиями (гравитационными минимумами и зонами разуплотнения) и контролирует не только расположение магматических проявлений, но и петрохимическую и рудную зональность [70, 192].

К вулканическим поясам субширотного направления относится Огоджинско-Умлеканский пояс, который сопряжен с широтной зоной разлома, проходящего вдоль Монголо-Охотской складчатой области и северной окраины Буреинского массива. Пояс состоит из нескольких зон (с запада на восток). Это Гонжинская, Октябрьская, Верхнеселемджинская, Селитканская и Эзопская зоны. К поясам северо-восточного направления относятся Наданъхада-Алинская и другие зоны, сопряженные с региональными разломами: Ку坎ским, Синтайским, Мулинским, Северо-Тумынь-Цзянским, Иланским.

Пояса объединяют отдельные вулканические ареалы-зоны, которые расположены как в области сочленения кристаллических массивов со складчатым обрамлением, так и в глубине выступа. Они различаются структурным положением, глубинным строением, составом и мощностью вулканогенных образований, рудной минерализацией. Вулканические зоны первого типа заложены по периферии выступа или полностью за пределами кристаллического основания. Фундаментом их являются разнородные блоки, в значительной степени переработанные более поздней складчатостью, палеозойские складчатые сооружения и раннемезозойские складчатые структуры. Устанавливается непосредственно связь позднемезозойских вулканоструктур (вулкано-тектонических депрессий), в которых формировались вулканогенные образования, с позднемезозойскими прогибами, где накапливались и морские геосинклинальные отложения. Вулканические зоны этого типа отличаются наибольшей тектонической подвижностью и интенсивной вулканической деятельностью, большой мощностью вулканогенных образований и их преобладанием над осадочными отложениями. Примером вулканических зон этого типа являются Баджальская, Эзопская, Бикинская и др. Вулканизм в этих зонах был преимущественно кислый, широкое распространение имеют липарит-гранитные магматические формации.

Вулканические зоны второго типа расположены на значительном удалении от края выступа, в пределах кристаллических массивов и разделяющих их узких областей палеозойской складчатости. Континентальные прогибы, в которых накапливались вулканогенные образования, имеют небольшую глубину заложения и простое строение. Непосредственной связи с геосинклинальным обрамлением здесь не устанавливается. Зоны отличаются значительно меньшей тектонической подвижностью и меньшими масштабами вулканической деятельности, небольшой мощностью вулканогенных образований, значительной ролью осадочных отложений в составе прогибов, которые они выполняют. Примером внутренних вулканических зон являются Хингано-Фошаньская, Среднеамурская, Усть-Буреинская, Мулинская, Восточно-Гиринская, Большого Хингана и др. Преимущественное развитие имеют андезит-диоритовые ассоциации магматических формаций.

По глубинному строению внутриконтинентальные зоны гетерогенны.

Они характеризуются корой континентального типа, но ее мощность и особенно соотношение гранитного и базальтового слоев меняются [102, 12]. Вулканические зоны, сопряженные с грабенообразными структурами, а также приуроченные к мезозойским впадинам (зоны растяжений и опусканий), характеризуются положительными гравитационными аномалиями, сокращением мощности гранитного слоя и увеличением базальтового. Они совпадают с областями базификации, для которой характерно увеличение плотности вещества на глубине. Вулканические зоны складчатых структур воздымания (Баджальская зона, Эзоп и др.) характеризуются отрицательными аномалиями силы тяжести, что связано, как полагают геофизики, с разуплотнением подкорового и нижней части корового вещества [102, 12]. Это область повышенной мощности земной коры, интенсивного неотектонического поднятия.

Огоджинско-Умлеканский пояс является линейной структурой, заложенной по северному краю Буреинского массива, и контролируется Южно-Тукурингским разломом. Для пояса характерна неоднородность строения фундамента: разнородность структур, сочетание выступов и прогибов, глубинное строение базальтового слоя, что отражается в магнитных аномалиях. В поясе проявлена поперечная зональность, выраженная сменой состава эфузивных комплексов с запада на восток от более основных к кислым. В этом направлении наблюдается омоложение возраста вулканизма [177]. В Гонжинской зоне, формировавшейся в условиях сочетания разновозрастных геологических структур – выступов и прогибов, проявлением раннемелового магматизма является интрузивный гранитоидный, а эфузивный вместе с плутонической фацией составляет заключительный этап вулканизма этого региона. Вулканиты по составу относятся к андезитам, а интрузии – к гранодиоритам и диоритам. В Зейско-Депской зоне, расположенной восточнее, раннемеловой магматизм развит ограниченно. Эфузивная фаза вулкано-плутонической серии (талданский комплекс) представлена андезитами; кислые вулканиты отсутствуют. В Октябрьской и Верхнеселемджинской зонах, развитых в пределах сочленения Буреинского массива и Джагдинской складчатой области, характерны мощные проявления раннемелового интрузивного магматизма (гранодиоритовая формация) и в меньшей степени вулкано-плутонические проявления, представленные экструзивно-эфузивными фациями андезитов и интрузиями диоритов и гранодиоритов, а также дайковой фазой малых интрузий. Кислый вулканизм либо не развит, либо весьма ограничен по площади. В Эзопской зоне, представляющей собой наиболее восточное звено пояса и находящейся на стыке близширотных и близмеридиональных разломов, развиты исключительно кислые эфузивы и интрузии талданского и эзопско-дуссеалинского комплексов, охватывающих конец раннего и начало позднего мела.

Малохинганский, или Хингано-Охотский, вулкано-плутонический пояс протягивается более чем на 700 км через Малый Хинган на север вдоль серии крупных и мелких разломов северо-восточного направления. Наиболее крупный из них Куканский разлом. Вулканический пояс пространственно совпадает с Тырмо-Буреинской и Хингано-Охотской системами мезозойских наложенных прогибов. Пояс включает несколько вулканических зон (с севера-запада на юго-восток): Баджальскую, Тырмо-Нимансскую, Хингано-Олонойскую, Фошанскую [176, 164]. Баджальская зона расположена на средне-верхнепалеозойских складчатых структурах, на отдельных блоках восточной части Буреинского кристаллического массива, а ее северная часть – на структурах мезозойского складчатого обрамления.

ления. Глубинное строение отличается повышенной мощностью коры (равной 40 км), при этом "гранитный" слой резко преобладает над "базальтовым". Это область глубинного разуплотнения, которая, как считают геофизики, связана с подкоровыми источниками [12]. В основании мезозойского разреза вулканической зоны залегает угленосная толща. Вышележащая толща вулканогенно-обломочных пород, имеющая мощность 3000 м, подразделяется на нижнемеловые эфузивы и их туфы среднего состава (лакский комплекс) и верхнемеловые, представленные в основном липаритами, кварцевыми порфирами, дакитами и их туфами.

Породы Тырмо-Ниманской вулканической зоны перекрывают морские отложения верхнего триаса и юры. Они генетически связаны с континентальными угленосными отложениями, содержащими тепловые прослои. Выше по разрезу они сменяются покровами нижнемеловых эфузивов (станолирский комплекс) среднего состава, а верхняя часть представлена маломощными покровами кислых лав (солнечный комплекс). Глубинное строение Тырмо-Ниманской зоны отличается рядом особенностей: уменьшенной мощностью коры за счет "гранитного" слоя, структурной приуроченностью к областям опускания и повышенному градиенту плотности вещества на глубине [12]. В Хингано-Олонойской вулканоструктуре, представляющей собой наложенную мульдообразную депрессию, в основании мезозойского разреза выделяются нижнемеловые континентальные угленосные отложения небольшой мощности. Основную часть разреза составляют вулканогенные образования ранне- и позднемелового возраста. Они представлены андезитами, андезитовыми порфирами, которые выше сменяются дакитами, кварцевыми порфирами, альбитофирами, фельзитами, липаритами, игнимбритами и их туфами. Общая мощность вулканитов превышает 2000 м.

Юго-западным продолжением Хингано-Олонойской вулканоструктуры является Фошаньская, развившаяся на жестком кристаллическом основании. Она выполнена маломощными углекислыми осадками, средними и кислыми эфузивами позднемелового возраста. Мощность вулканогенных образований не более 400–500 м. С покровами эфузивов структурно и, видимо, генетически связаны интрузивные образования. В Баджальской зоне на границе позднего мела и палеогена произошло внедрение крупных массивов верхнеурмийских гранитов с жильной фацией гранит-порфиров и пегматитов (с рудопроявлениями олова и вольфрама грейзенового типа). В Тырмо-Ниманской зоне интрузивная деятельность проявилась внедрением многофазной интрузии, сложенной габброидами, монцонитоидами и гранитами в виде мелких трещинных тел, вытянутых вдоль борта впадины. Пространственно они связываются с нижнемеловыми эфузивами. В Хингано-Олонойском прогибе излияния эфузивов сопровождались внедрением гранитов и гранит-порфиров двух возрастных групп. С более молодой группой интрузий обманийского типа спряжены рудопроявления олова. В направлении с северо-востока на юго-запад, т.е. от края платформы в глубь ее, происходит уменьшение мощности эфузивного покрова и смена по простирианию кислых эфузивов средними. В Баджальской зоне мощность вулканитов достигает 3000 м, юго-западнее она равна 1500–2000 м, а на правом берегу Амура в Фошаньской структуре – не более 400–500 м, причем преобладают здесь эфузивы среднего состава, тогда как на северо-востоке зоны кислые породы доминируют над вулканитами среднего состава.

Кроме перечисленных выше, в пределах северо-восточного выступа Китайской платформы и его массивов выделяется еще несколько вулка-

нических поясов: Среднеамурский, Наданьхада-Бикинский, Большехинганский. Размещение этих поясов контролируется крупными региональными разломами северо-восточного направления. Вулканогенные образования, развитые на юго-западных окончаниях этих поясов, как правило, имеют небольшую мощность, часто переслаиваются с молассовыми и угленосными отложениями [167, 173]. По восточной периферии кристаллических массивов мощность вулканогенных образований резко возрастает. Здесь известны отдельные вулканические ареалы (Мончанский, Усть-Дукский и др.).

Следует отметить, что условной границей восточного распространения внутренеконтинентальных зон, видимо, следует считать меридиональную зону скрытых глубинных разломов, выявленную при дешифрировании космических снимков [184] и получившую название Бриннерско-Мяочанской. Она совпадает с восточной границей погруженных и переработанных мезозойской активизацией блоков кристаллических массивов, а также с "Амурским валом" резкого подъема поверхности Мохо. Геофизические работы последних лет подтверждают особенности глубинного строения этого участка Дальнего Востока [153]. Вулканогенные и плутонические формации вдоль разломов в участках перегибов глубинных структур в этой части Дальнего Востока характеризуются своеобразным составом, а именно повышенной калиевостью.

Изучение космических снимков позволило выделить в пределах Дальнего Востока большое число овально-кольцевых систем (ОКС): отрицательные депрессионные структуры и положительные крупные своды, сводовые поднятия, мелкие купольные структуры. Выяснилось, что эти структуры широко распространены в вулканических поясах и зонах.

Нередко вулканические зоны представляют собой крупные или мелкие сводовые поднятия, расположение которых контролируется структурами более высокого порядка — линейными или кольцевыми разломами мегаструктур. Так, вдоль северного и восточного краев Буреинского массива расположен ряд кольцевых структур и сводовых поднятий, представляющих собой вулканические ареалы — Баджальский, Мяочанский, Ям-Алинский, Эзопский с купольными структурами в центре или обращенный центральной частью — кальдерой. Видимо, расположение некоторых линейных зон и поясов контролируется разломами кольцевого типа крупных ядерных мегаструктур, осложненных впоследствии купольными и сводовыми поднятиями. Так, например, Огоджинско-Умлеканский пояс является линейной структурой, которая на западе представлена зонами Онжинской и Октябрьской. Северо-восточная часть пояса — Селитканская зона. Это вытянутый овал, который в своей восточной части выражен сводовым поднятием. Ям-Алинская зона — крупное сводовое поднятие, осложненное более мелкими купольными и сводовыми поднятиями — Отунской, Асынской и другими зонами. Природа свода подчеркивается серией кольцевых разломов, вдоль которых внедрились субвулканические интрузии, представленные в современном срезе фациями различной глубинности. Центральная часть — обращенный свод с кальдерными комплексами вулканитов и экструзивно-интрузивных комплексов. Для них характерно не только структурно-морфологическая однотипность, но, несмотря на территориальную разобщенность, и сходство петрохимического состава. Вариации составов в пределах близких серий определяются в основном особенностями состава пород фундамента, но основные, главные черты выдерживаются на большом протяжении. Так, изучение вулканических образований северного и

восточного обрамления Буреинского массива показало широкое развитие фаций гранатсодержащих пород, происхождение которых, безусловно, определяется флюидно-магматическим взаимодействием с породами фундамента, представленными в данном случае высокоглиноземистыми породами кристаллического массива.

Формирование свода связано с тектономагматической активизацией и проходило поэтапно. Магматизм этих этапов может быть индикатором глубинных процессов. Следует более детально остановиться на особенностях магматизма вулканических зон сводовых поднятий. Наиболее хорошо изучена Баджальская зона, в пределах которой в разное время проводили исследования М.И. Ициксона, Е.В. Быковская, В.Г. Сахно, Л.Ф. Болотников, Н.С. Кравченко, Н.Е. Крутов, С.О. Максимов и многие другие. Эта зона была и остается важным объектом, на примере которого можно решать многие научные и практические вопросы.

Баджальская зона, выделенная в 1959 г. Л.И. Красным и М.И. Ициксоном, представляет собой типичный пример внутренеконтинентальной зоны кислого вулканизма, связанной с позднемезозойской тектонической магматической активизацией структур ранней консолидации – жесткого Буреинского массива и мезозойского складчатого обрамления. Баджальская зона – это крупное сводовое поднятие (130 × 80 км), вытянутое в северо-восточном направлении и ограниченное системой разломов: на западе – субмеридиональной шовной структурой вдоль границы Буреинского массива и складчатого обрамления; на юге – сбросами северо-восточного и субширотного направлений. На востоке свод не имеет четких границ и условно ограничивается трансрегиональной зоной субмеридионального направления, выделенной по аэрокосмическим снимкам [184], совпадающей с Амурским валом. Заложение и формирование Баджальского свода сопровождались дифференцированными движениями вдоль наметившегося поднятия и зоны опускания. Разрывные нарушения двух направлений определили характер магматизма. С широтной зоной разломов в начальный этап формирования связан щелочной пикрит-базальтовый даянский комплекс. Следующий этап выразился заложением узких прогибов и формированием туфогенно-осадочных отложений и излиянием андезитов вдоль западного обрамления свода (лакский комплекс). Позже вулканизм был локализован внутри свода и представлен в основном кислыми образованиями баджальского и силинского комплексов.

Каждому этапу вулканизма свойственны структурные формы его проявления. Для пикрит-щелочнобазальтового этапа характерны трубчатые тела и дайки небольшого размера, для андезитового – покровные образования и экструзии в линейных приразломных прогибах и депрессиях, для внутрисводового кислого магматизма – разнообразие структурных форм (экструзивно-интрузивные купольные постройки и кальдеры оседания).

Перечисленные морфологические типы хорошо выражены в рельефе. Так, экструзивные постройки – Гербинская, Аникская, Урми-Ярапская – характеризуются максимальными высотами. Характерны грабеновидные и купольные выступы гранитоидов, воздымающиеся с большими скоростями [102]. Кальдеры проседания – Левоолгосинская, Сынчугинская, Верхнеярапская – имеют максимальные мощности покровов, сложенных пирокластами, игнимбритами и лавами. На заключительных стадиях развития экструзивных куполов отмечается их инверсия (Каркультинская, Гербинская и другие постройки).

Даинский комплекс, выделенный Н.В. Огняновым [144] и детально описанный С.О. Максимовым [110], имеет раннемеловой возраст, объединяет многочисленные выходы субвулканических и трещинных тел, размер которых не превышает сотни метров. Он представлен породами сложно дифференцированного ряда, от оливин-клинопироксеновых пикритов до трахитов, в основном эфузивно-экструзионных фаций. Единственным интрузивным аналогом является Левоярпский массив габбро-сиенитов. Строение его крайне неоднородно. Фазы, выделенные в пределах массива, отражают этапы магматизма, которым соответствуют эфузивные образования. Первая фаза представлена щелочными габброидами и широкими фациальными разностями — от ультраосновных пироксенитов с калишпатом до диорит-сиенитов и от пикритов до щелочных базальтов в эфузивных фациях. Ко второй фазе относятся лейкократовые крупнопорфировые сиениты и их эфузивные аналоги — трахиты. В интрузивных породах наблюдается расслоенность, представленная чередованием меланократовых и лейкократовых полос, сложенных клинопироксеном, оливином, титаномагнетитом, калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, биотитом, сфеном и апатитом (до 4–7%). В связи с этим тела могут рассматриваться как фосфорное сырье. В трахитах отмечаются полосы, обогащенные цирконом, содержащим редкие элементы [110]. Химизм пород свидетельствует о широких вариациях состава пород комплексов. Для него характерны высокая титанистость и калиевость как в основных, так и в кислых разностях, высокие содержания фосфора, особенно в меланократовых разностях. Геохимическими особенностями являются обедненность щелочных габброидов хромом, никелем, ванадием и обогащение их по сравнению с вулканическими комагматами кобальтом, а также резкая рафинированность кислых членов серии фемаильными элементами. Эта же особенность проявлена и в титаномагнетитах.

Лакский комплекс выделен и описан под разными названиями Л.Ф. Болотниковым и др. [16], В.Г. Сахно [162, 167], С.О. Максимовым [110]. В пределах Баджальской зоны объединяет вулканические образования, представленные андезито-базальтами, андезитами, дацитами и липаритами поздне-нижнемелового возраста. Кислые члены комплекса в объемном отношении занимают не более 7–10 %. Экструзионные и особенно интрузивные фации развиты ограниченно. За пределами Баджальской зоны аналогами лакского комплекса являются вулканиты станолирского комплекса в Тырминско-Ниманской зоне, а также интрузивный пурильский комплекс и нижняя часть холдоминской свиты Мяо-Чанской структуры [161, 7, 167, 109]. Для пород комплекса характерна дискретность. По химическому составу выделяются три группы пород: с кремнекислотностью 55–57, 62–64 и 71–75%. Полностью отсутствуют эфузивы с содержанием 65–70%  $\text{SiO}_2$ . Намечается эволюционная последовательность излияний — от андезито-базальтов к андезитам и андезито-дацитам и липаритам. В минеральном отношении основной особенностью является широкое развитие гранатовой серии пород — от андезитов до липаритов. При этом состав существующих парагенезисов характеризуется весьма высокой железистостью, которая максимально проявлена в кислых разностях. Отсутствие магнетита в качестве первичных выделений, а также наличие ильменита, муассонита, графита и первичных сульфидов указывает на высокий восстановительный режим интрапеллурической кристаллизации. Это подтверждено и анализом газов, закапсулированных во вкраепленниках [104].

Меланократовым породам лакского комплекса свойствен толеитовый характер состава, который сменяется более высокоглиноземистым с известково-щелочным уклоном (для андезитов), а в кислой части снова проявлен толеитовая тенденция (табл. 23). Толеитовая специфика комплекса проявлена и в щелочности: характерна низкая калиевость, особенно в кислых породах, и общая низкая щелочность и титанистость наряду с высокой глиноземистостью, наиболее проявленной в дацитовой части серии. Минералогически это выражается в появлении корунда и силиманита. Для интрузивных фаз характерны те же особенности: резко выраженный натровый тип пород, повышенная глиноземистость, но несколько меньшая железистость по сравнению с вулканитами. Эти петрохимические черты являются устойчивыми для аналогов лакского комплекса и в других зонах (Мяо-Чанской, Тырминской, Гуджальской и др.). Вскрываются также различия. Так, мяо-чанские вулканиты (и их комагматы) более калиевые и магнезиальные, но менее глиноземистые, а тырминские — более натровые. В липаритах и их субвулканических комагматах калия в породе немногим более 1 %.

Для комплекса характерна и геохимическая специфика (см. табл. 23): повышенная концентрация Ni, Co, V, Cr, особенно в меланократовых породах. По мере раскисления резко падает содержание Cr, Ni, Co, V, Cu. Наиболее рафинированными в отношении этих элементов являются липариты. Содержание рудогенных элементов остается близким к эталонному или несколько выше. Отмечаются повышенные концентрации серебра (в 2–3 раза), а также золота, молибдена и меди.

Баджальский комплекс позднемелового возраста объединяет породы существенно кислого состава. Описание этого комплекса вошло в геологическую литературу благодаря работам М.И. Ициксона, Л.Ф. Болотникова, Н.В. Огнянова, С.О. Максимова, В.Г. Сахно. Комплекс представлен тремя фазами извержений: урмийской — липариты, липарито-дациты; аракотской — андезито-дациты, дациты; гербинской — липариты, липарито-дациты. Кроме покровных фаций, широкое развитие имеют экструзивные образования. Экструзии слагают крупные массивы, являющиеся своеобразными плутонами, валообразными постройками, силообразными и купольными массивами. По площади они занимают более трети всей зоны. Это массивы Аникский, Гербинский, Ярапский, Гоинский и др. В отличие от покровных фаций экструзии насыщены большим количеством (до 75%) крупных интрагенетических вкраплеников. Породам баджальского комплекса свойственно развитие устойчивых минеральных парагенезисов вкраплеников: кварца—плагиоклаза—ортоклаза—гиперстена, ильменита, граната, реже и меньше биотита, роговой обманки и авгита. Для темноцветных минералов характерна их высокая железистость, для плагиоклазов — зональность и высокая основность, а для калишпатов — высокая доля альбитовой компоненты. К петрохимическим особенностям следует отнести высокую известковистость, глиноземистость, низкую щелочность и повышенную натровость по сравнению со средними типами, хотя для каждой фазы, проявлены своеобразные петрохимические черты, которые хорошо видны из анализа табл. 23. Так, Гоинская экструзия отличается повышенной калиевостью, не свойственной Баджальскому своду.

Баджальский комплекс завершился внедрением урмийских гранитоидов, выходы которых прослеживаются на большой площади в виде гранитных интрузий, и сателлитовых тел, являющихся апикальными частями единого батолита. Отдельные его части представлены Олгосин-

Таблица 23

Средний химический состав (окислы в % массы, микроэлементы в г/т)  
вулканических пород Хингано-Охотского пояса

Компонент	1 (9) *	2 (6)	3 (23)	4 (12)	5 (3)
SiO <sub>2</sub>	51,22	55,83	57,88	56,86	64,88
TiO <sub>2</sub>	1,20	0,68	0,82	0,74	0,82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,78	16,65	16,90	17,38	16,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,67	2,99	2,16	3,80	0,69
FeO	4,43	4,82	5,49	3,45	4,57
MnO	0,15	0,15	0,16	0,15	0,10
MgO	5,30	5,21	3,64	3,02	1,35
CaO	7,15	7,83	6,86	6,08	3,07
Na <sub>2</sub> O	3,29	2,53	2,10	3,24	3,19
K <sub>2</sub> O	0,52	1,00	1,73	1,03	2,28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,31	0,30	0,35	0,30	0,26
П.п.п.	4,66	1,97	1,94	3,94	2,50
Сумма	99,69	99,96	100,02	99,99	99,95
Ni	38	88	17	37	4,0
Co	10	22	17	21	1,5
Cr	120	23	50	33	18
V	110	152	113	131	19
Cu	54	48	55	24	24
Zn	113	93	94	134	76
Pb	5,7	13	18	16	9,2
Ag	0,06	0,11	0,08	0,08	—
Sn	4,2	3,7	5,7	7,7	13
B	5,4	24	27	16	39

Таблица 23 (продолжение)

Окислы	6 (8)	7 (18)	8 (2)	9 (13)	10 (56)
SiO <sub>2</sub>	63,21	66,11	64,06	72,05	71,38
TiO <sub>2</sub>	0,48	0,51	0,43	0,22	0,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,01	15,83	15,60	14,73	14,46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,38	1,50	1,78	1,28	0,72
FeO	3,19	2,89	2,60	1,20	1,90
MnO	0,12	0,08	0,06	0,04	0,06
MgO	1,39	1,33	2,16	0,67	0,55
CaO	3,93	3,88	4,03	1,92	2,17
Na <sub>2</sub> O	3,32	3,18	3,17	3,82	3,26
K <sub>2</sub> O	2,14	2,65	1,12	1,80	3,77
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	0,16	0,23	0,20	0,13
П.п.п.	2,50	1,50	4,74	1,78	1,42
Сумма	99,89	99,61	99,57	99,71	100,06
Ni	7,0	14	1,0	5,0	6,6
Co	11	13	1,0	1,0	4,2
Cr	7,0	39	1,6	3,3	15
V	39	84	52	4,8	37

Таблица 23 (окончание)

Оксиды	6 (8)	7 (18)	8 (2)	9 (13)	10 (56)
Cu	35	47	10	11	27
Zn	96	99	60	60	66
Pb	31	30	1,6	13	42
Ag	0,11	0,13	0,02	0,03	0,11
Sn	4,4	5,9	2,0	2,9	6,6
B	27	16	3,1	11	15

П р и м е ч а н и е. 1 — базальты Баджальской и Тырмо-Гуджальской структур; 2—4 — андезиты; 2 — лакский комплекс, 3 — силинкий комплекс, 4 — Тырмо-Гуджальская структура; 5—8 — дациты: 5 — пурильский, 6 — лакский, 7 — баджальский комплексы, аракотская фаза, 8 — станолирский комплекс, Тырмо-Гуджальская структура; 9 — липариты пурильского и лакского комплексов Мяо-Чанской, Баджальской и Тырмо-Гуджальской структуры; 10 — липариты, чалбинский и баджальский комплексы.

ским, Ярапским и другими выступами. Это биотитовые, реже гиперстенсодержащие граниты с устойчивым петрохимическим составом, близким или аналогичным баджальским кислым вулканитам. Геохимической особенностью пород баджальского комплекса является повышенная концентрация элементов, составляющих рудный профиль района: B, Pb, Cu, Sn, Ag, Zn, а также V и Ni. В экструзивных образованиях резко возрастают содержания Zn, Pb, Ag и снижаются V и Cr. Повышенные концентрации рудогенных элементов в породах баджальского комплекса могут свидетельствовать о первичной металлогенической специализации кислых вулканитов. Парагенезисы элементов рудного профиля, их корреляционные соотношения Cu-Sn-Pb-Zn-Ag с бором и фтором подтверждают характер рудной минерализации, а именно медно-оловянно-полиметаллической.

С и л и н с к и й к о м п л е к с объединяет андезиты и интрузивные комагматы сложного состава, от диоритов до гранитов, с проявленной монцонитоидностью [161, 71, 109]. Породы комплекса прорывают все вулканические образования Баджальского свода и тяготеют к зоне его центральной части. Эффузивные породы весьма ограничены по площади развития. Интрузивные тела полифациальны, сложно дифференцированы. По возрасту (95—85 млн. лет) комплекс соответствует завершающему этапу формирования баджальских вулканитов и внедрению Верхнеурмийского батолита. В связи с этим можно считать, что завершающие этапы кислого внутристровового вулканизма совпали с началом трещинных внедрений силинского комплекса, масштабы которого возрастают к востоку и северо-востоку, к зоне перегиба свода и Амурского вала [167, 157, 109].

Для пород комплекса характерны следующие парагенезисы:  $Pt_{80-50}$  —  $Nyp_{42-48}$  —  $Aug_{33-34}$  —  $Ilm$  для среднеосновных разностей, а для более кислых — появление биотита, кварца, а также калишпата и мусковита. В породах монцонитоидного типа наряду с обычным кварц-калишпатовым межзерновым агрегатом наблюдаются еще и монокалишпатовые обособления (в диоритах), в гранитах — миароловые пустотки с кварцем, турмалином, мусковитом, флюоритом. В некоторых массивах (Бул-

каный, Куркальгинский, Санар и др.) встречается гранат альмандинового ряда.

Петрохимический состав комплекса наследует общие черты, свойственные Баджальскому своду, а именно повышенную кальциевость, глиноземистость и пониженную щелочность, на фоне составов пород ранних комплексов они более титанистые и калиевые и менее железистые. Эволюция комплекса также отличается рядом особенностей: резкое сокращение количества  $MgO$  от габбро до диоритов; резкое убывание полевошпатовой извести и появление избыточного глинозема (приводит к появлению глиноземистой фазы — граната в кислых породах); проявление в основных разностях аортитовой тенденции (плагиоклазовые габбро с  $Al_2O_3$  до 23%).

В геохимическом отношении породы силинского комплекса характеризуются повышенными концентрациями  $B$ ,  $Ag$ ,  $Cu$ ,  $Zn$ ,  $Pb$ ,  $Su$ , но уровень их содержания меняется в различных структурах и массивах, что подчеркивает не только их полифациальность, но и условия образования — различную степень воздействия интрапеллурических флюидов. Это прежде всего отражается в неравномерности распределения щелочей и особенно рудогенных элементов. Так, кварцевые диориты Каркульинского массива отличаются наиболее высокими концентрациями меди и кобальта, но пониженными — бора, серебра и цинка, тогда как диориты Курун-Гиджинской интрузии отличаются высокими содержаниями  $B$ ,  $Sn$ ,  $V$ ,  $Zn$ , а породы массива Вулканного —  $Ag$  и  $Cu$ .

Для пород комплекса отмечаются высокие содержания элементов рудного профиля:  $Ag$ ,  $Sn$ ,  $Cu$ ,  $Zn$ ,  $Pb$ , а также  $B$  и в отдельных структурах  $F$ . По сравнению с лакским андезитами силинские резко занижены в уровнях концентраций по  $Cr$ ,  $Ni$ ,  $V$  (см. табл. 23).

Мяо-Чанский вулканоген расположен восточнее Баджальского в пределах складчатого обрамления Буреинского массива, к востоку от которого намечается перегиб мощности коры и поднятие поверхности Мохо (Амуро-Тугурский вал). Мяо-Чанская вулканическая структура, в пределах которой размещен Комсомольский оловорудный район, по данным многочисленных исследователей [161, 157], представлена центральным сводовым поднятием, которое с запада и востока обрамлено грабен-синклиналями, ограниченными, в свою очередь, глубинными разломами (Мяо-Чанским, Холдоминским и др.). Формирование вулканогена сопряжено с активацией, обусловившей интенсивный магматизм, образования которого объединены в пурильской, чалбинский и силинский комплексы. Первые два представлены в основном интрузивными фациями и соответствуют по возрасту лакскому и баджальскому комплексам в Баджальской зоне. Силинский монцонитоидный комплекс проявлен наиболее широко как в эфузивах, так и в экструзивно-интрузивных фациях. Фундаментом являются отложения палеозоя и нижнего мезозоя.

Проведенное петро-геохимическое изучение магматических образований вулканогенов, которые могут рассматриваться как структуры, отражающие латеральную зональность, показывает, что для всех одновозрастных комплексов независимо от состава устанавливаются общие петрохимические черты. Это прежде всего недосыщенность пород щелочами (особенно калием), высокая глиноземистость, реализуемая появлением нормативного и модального корунда и граната, и низкая титанистость [176, 127].

Сопоставление пород одновозрастных комплексов в вулканогенах, расположенных по латерали, выявило следующие особенности, отражаю-

щие общую зональность: увеличение калиевости и магнезиальности и небольшое сокращение пересыщенных глиноземом в восточном направлении; увеличение натровости и железистости в западном. Характерной петрологической особенностью вулканитов, свойственных поднятию, является устойчивость петрохимических особенностей от начальных до заключительных фаз извержений. Это отражается в различии минеральных ассоциаций: широкое развитие гранат-ильменит-пироксеновых парагенезисов от андезитов до липаритов, высокая железистость, наличие муссонита, первичных сульфидов, а в некоторых типах пород — углерода. Кристаллизация таких минеральных парагенезисов возможна при весьма низкой фугитивности кислорода, что подтверждается результатами газовых анализов и термодинамическими расчетами.

В распределении микроэлементов рудного и петрогенного профиля наблюдается более сложный характер. Прежде всего следует отметить высокий уровень концентрации олова во всех породах, кроме липаритов Тырминской структуры, бора и меди в основных оловорудных структурах сводовых поднятий. Для них также характерны и высокие содержания серебра и свинца. В депрессионных структурах с андезитовым вулканизмом концентрации элементов литофильного профиля находятся ниже кларковых.

Анализ распределения микроэлементов по комплексам и структурам позволяет наметить основные петрогоеохимические особенности. Пурильский (Мяо-Чан) и лакский (Баджал) комплексы, учитывая данные по интрузивным аналогам, отличаются повышенным содержанием Ni, Co, Cu, V, Cr, Mo и более низким Sn (по сравнению с другими) наряду с very высоким содержанием натрия и весьма низким калием в основных и особенно в кислых породах, что позволяет отнести их к фемофильному глубинному типу с толеитовым характером эволюции и своеобразным типом дифференциации, свойственным контрастным сериям. Для пурильско-лакско-станолирских ассоциаций пород характерна золото-медно-молибденовая специализация и связь ее с высокой фемофильтостью.

Чалбинский и баджальский комплексы, во многом сходные по составу и распределению микроэлементов, отличаются по содержанию рудогенных элементов и петрогенных окислов. Так, в баджальском комплексе все рудогенные элементы, составляющие рудный профиль, имеют выше кларковые содержания, а Cr и Co близки к кларку. В мяо-чанских липаритах, особенно в интрузивных аналогах, уровень рудогенных элементов, прежде всего Sn и В, значительно выше, а Cr и Co несколько ниже, что, очевидно, объясняется различными температурными условиями генерации расплавов. Для баджальских липаритов в большей степени проявлена фемофильтность в металлогенической специализации.

Силинский комплекс в обеих зонах отличается повышенной калиевостью, сложным характером дифференциации. Распределение в них микроэлементов, особенно рудного профиля, подвержено значительным колебаниям. Неравномерное распределение последних, фиксируемое даже в пределах отдельных массивов, связано не только с колебаниями минерального состава, но и с механизмом образования различных типов пород и флюидно-магматическим взаимодействием. Следует отметить повышенные концентрации В, Sn, Pb, Zn, Ag, Cu и значительные колебания Ni, Co и Cr для Баджальского вулканогена. Это же отмечается и для Мяо-Чана, но в отличие от Баджальского вулканогена здесь наибольшие концентрации рудогенных элементов установлены в кислых дифференциатах — турмалинсодержащих гранитах.

Заканчивая краткую характеристику внутриконтинентальных зон, следует подчеркнуть, что позднемезозойская активизация континентальной глыбы Буреинского массива наиболее активно проявилась на стыке со складчатым обрамлением, представленным как палеозойскими, так и раннемезозойскими структурами. Она выразилась в формировании вулканогенов двух типов: линейных депрессионных структур с преобладающим андезитовым вулканизмом и обширных сводовых поднятий с мощным кислым вулканизмом. Среди линейных зон наиболее интересна субширотная разломная структура (Пурильско-Лакско-Станолирская), окаймляющая Мяо-Чанский, Баджальский своды и уходящая в глубь Буреинского массива.

Независимо от структурных особенностей вулканических зон для них устанавливается определенный петрохимический тип низкощелочных, низкокалиевых, высокоглиноземистых магм с толеитовой тенденцией эволюции. Повышение калиевости, появление монцонитовых комплексов связаны с привносом калия сквозьмагматическими глубинными растворами и расплавами, которые, с одной стороны, вызывают плавление метаморфического слоя коры и появление коровых магм, а с другой — перераспределение рудных компонентов. Возможность глубинных потоков флюидов подтверждается геофизическими данными (зоны разуплотнения в корневых структурах сводов), наличием глубинных минеральных парагенезисов, высоким потенциалом восстановленных флюидов. Присутствие последних установлено при изучении газовой составляющей во включениях интрапеллурических вкраплеников. Высокая восстановленность флюидов, устойчивость их режима способствовали не рассеиванию, а концентрации олова и золота в стадию окисления флюида в верхнем структурном этаже в период формирования гранитных plutонов и отдельных гидротермальных систем.

Намечается определенная металлогеническая специализация магматических комплексов. Особенности геологоструктурного положения, условия выплавления и состав комплексов определили их неодинаковую рудоносную значимость. На основании петрогохимических, минеральных, геохимических критерии устанавливается генетическая связь магматических комплексов Баджальской зоны с определенным типом рудной минерализации Баджальского свода. Ареал профирирующего оловянного и сопутствующеговольфрамового, медного и молибденового оруденения почти полностью повторяет контуры Верхнеурмийского криптобатолита, выходы которого фиксируются сателлитными телами далеко за пределами Урмийского массива. Границы рудной минерализации не выходят за пределы разломной зоны северо-восточного направления, выделяемой как Ось-Баджальская рудоносная структура. На своем протяжении эта рудоносная структура осложнена Гербинским экскрузивным массивом. В пределах структуры все рудопроявления связаны с куполовидными выступами гранитных тел [144].

Следующей рудной структурой является субширотная Урми-Курская, которая прослеживается в восточном направлении вдоль широтного валообразного выступа Урмийского массива, погружающегося под кровлю эффузивов и выступающего в виде мелких тел (Сиогачанский, Олгосинский, Якунский массив и др.). Для этих рудных структур характерны проявления контактово-метасоматических изменений с ярко выраженной зональностью вокруг гранитных куполов. Продуктивная рудная минерализация связана с зонами измененных пород и не выходит за их пределы. Отмечается вполне определенная структурно-генетическая связь оловян-

ного оруденения с гранитоидами повышенной лейкократовости (как для баджальского, так и для силинского комплекса), но находящимися в пределах рудоносных структур — Ось-Баджальской и Урми-Курской. За их пределами гранитоидные массивы оказываются стерильными в отношении оруденения (Куркалтынский, Вулканый и др.), несмотря на высокие содержания в них рудных элементов.

Непосредственно к апикальной части большинства крупных куполов приурочена высокотемпературная грейзеновая кварцево-жильная минерализация с парагенезисами высокоглиноземистых минералов: топаза, андалузита, мусковита, корунда, граната, а также турмалина, берилла и флюорита — и рудных минералов: вольфрамита, молибденита, самородного висмута, кассiterита, арсенопирита, халькопирита.

Продуктивная оловянная низкотемпературная минерализация сосредоточена в кварц-серicitовых, кварц-турмалиновых, кварц-хлоритовых телах метасоматических зон. Высокие концентрации бора и фтора как в магматических, так и в рудной стадии составляют одну из особенностей магматическо-рудного процесса Баджала. Намечается связь рудной минерализации с интрузивными полифациальными массивами, в которых крайние дифференциаты представлены алясковитовыми гранитами. Наиболее выдержанное интенсивное оруденение с низкотемпературными рудными ассоциациями приурочено к узлам совмещения интрузивов баджальского и силинского комплексов. Для этих узлов характерны широкое площадное развитие кремнисто-калиевого метасоматоза и сопутствующая с ним рудная минерализация.

Суммируя данные по изучению петрохимического состава, распределению микроэлементов на основе материалов по другим зонам и поясам континентального типа, а также по литературным данным, следует подчеркнуть некоторые общие закономерности. Наибольшей информативностью, как это было выявлено статистическим анализом, обладают  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{CaO}$ , т.е. окислы, которые петrogenетически связаны в алюмосиликатах, определяющих основной тип вулканических ассоциаций. Исходя из этих особенностей, для внутренних вулканических зон можно выделить несколько типов таких ассоциаций: известково-щелочную с натровой тенденцией (тырмо-слемджинский тип) и субщелочную трахитоидную (олонойский тип) с калиевой тенденцией (баджальский тип).

Тырмо-Слемджинская вулканическая ассоциация развита в базифицированных зонах, где проявился в основном андезитовый вулканизм. Для них характерны высокое отношение  $\text{Na}/\text{K}$ , высокая известковистость, слабо выраженная или нормальная глиноземистость. Кислые члены известково-натровой серии развиты ограниченно и составляют небольшую часть от общего объема. В процессе развития вулканизма увеличивается общая щелочность и доля в ней калия. Наибольшего максимума отношение  $\text{Na}/\text{K}$  достигает в области кварцевых андезитов ( $59\text{--}60\%$   $\text{SiO}_2$ ). При дальнейшей эволюции в более кислых дифференциатах повышается содержание щелочей за счет натрия [176, 127, 128]. В вулканической серии соотношение  $\text{Na}/\text{K}$  в кислых членах повышается до 2,5 и не опускается ниже 1. В интрузивной серии, представленной субвулканическими фациями, развитие которой аналогично вулканической, заключительные фазы имеют состав более калиевый, но соотношение  $\text{Na}/\text{K}$  близко к 1. Примером такой эволюции являются позднеюрские и интрузивные образования Тырминско-Ниманской, Верхнеслемджинской зон и Хэганской структуры Среднеамурского пояса и др. С натровыми

гранитоидами субвулканических фаций и малыми интрузиями в этих зонах связывается золоторудная минерализация.

Трахитоидный тип ассоциаций представлен трахиандезитовой формацией. К этому типу относится и большинство никнемеловых комплексов Мулинской, Хэганской и других структур. Отличительной особенностью пород этой ассоциации является высокий уровень щелочей при преобладании натрия над калием ( $Na/K = 1,5-2$ ), снижение общего уровня щелочей в ходе эволюции и повышение роли калия ( $Na/K = 0,5-0,3$ ). Кроме того, породы этой ассоциации имеют такие характерные признаки, как высокая пересыщенность глиноземом, резкий дефицит полевошпатовой извести (Мулинская структура). Наиболее высокая глиноземистость и недостаток извести свойственны средним эфузивам, в более кислых эти признаки сокращаются. Олонойский тип вулканической ассоциации пород распространен довольно широко в вулканических зонах северо-восточного выступа Китайской платформы (Хингано-Олонойский, Хэганский и др.). Для ассоциации характерны высокая щелочность кислых дифференциатов, высокая калиевость, пересыщенность глиноземом и недостаток полевошпатовой извести.

Общая направленность эволюции состава — увеличение кремнекислотности и щелочности с возрастанием доли калия к заключительным фазам извержений. Трахилипаратовая тенденция выражается резкой пересыщенностью глиноземом и возрастанием дефицита кальция. Разновидностью этой ассоциации в некоторых вулканических зонах являются трахилипаратовые комплексы никнемелового возраста (трахилипаратовые формации Мулинской, Цзямусинской и других структур), в которых увеличение щелочности сопровождается небольшим ростом кремнекислоты. Основной петрографической разностью являются ортофирры, бескварцевые кислые эфузивы, для которых главной особенностью является пересыщенность глиноземом и дефицит полевошпатовой извести.

Баджальский тип ассоциаций вулканических пород широко распространен в вулканических зонах континентальной части. Об особенностях его эволюции говорилось выше. Кислые эфузивы ассоциации в отличие от олонойского типа и трахилипаратовой формации более натровые, соотношение  $Na/K = 0,8-0,9$  для начальных фаз, в последующие фазы содержание щелочей понижается, а отношение  $Na/K$  увеличивается (0,9–1,2). Циклическое развитие, характерное для этой серии, имеет антидромное направление. Интрузивные образования, более щелочные и более кремнекислотные, также эволюционируют в своем развитии к более основным разностям с увеличением доли натрия. Такой тип эволюции характерен для эфузивных формаций других вулканических зон северо-восточного выступа (Селиктанская, Эзопская и другие зоны). Петрохимическими особенностями этой ассоциации являются снижение пересыщенности глиноземом (по сравнению с олонойским типом) и увеличение полевошпатовой извести. На диаграмме  $cSb$  и  $aSb$  это фиксируется отклонением вариационной линии влево, что приближает этот тип к тихоокеанской известково-щелочной серии [68].

Остановимся на главных особенностях распределения акцессорных и рудных элементов в вулканитах. По уровню содержания сидерофильных элементов в породах андезитовой формации выделяются две группы: с высоким содержанием (около кларковых) и с низким (в несколько раз ниже кларковых). К первой группе относятся породы андезитовой формации Тырмо-Нманской и Верхнеселемджинской зоны, относящихся

Таблица 24

Среднее содержание ( $\text{л} \cdot 10^{-4} \%$ ) редких элементов в вулканитах андезитовой формации вулканических зон Дальнего Востока

Элемент	1	2	3	4	Элемент	1	2	3	4
B	4,2	—	39,5	15	Sn	5,3	3,0	10,0	3
F	195	202	—	500	Ta	—	—	—	0,7
V	50,6	16,8	182	100	Pb	8,1	7,9	3,15	15
Cr	54,1	23,1	317	50	Ni/Co	2,8	2,1	3,9	5,5
Co	5,1	2,8	57,6	10	Ni/V	0,28	0,35	1,2	0,55
Ni	14,4	5,8	225	55	Cr/V	1,1	1,37	1,7	0,5
Cu	19,9	7,7	79,4	35	Zn/Pb	14,2	11,0	1,7	4,8
Zn	105	67,2	53,4	72	Au*	1,5	—	1,7	43
Nb	—	—	—	20	Ag*	11,5	—	3,7	7
Mo	—	—	—	0,9					

\* Au, Ag — соответственно  $\text{л} \cdot 10^{-7}$  и  $\text{л} \cdot 10^{-6} \%$ .

При меч ани е. Андезит-трахиандезитовые формации (нижнемеловые): 1 — Тырмо-Ниманская, 2 — Среднеамурская, 3 — Верхнесемеджинская; 4 — планетарный кларк [34].

Таблица 25

Среднее содержание ( $\text{л} \cdot 10^{-4} \%$ ) редких элементов в кислых вулканитах вулканических зон Дальнего Востока

Элемент	1	2	3	4	Элемент	1	2	3	4
B	—	—	35,8	15	Sn	3,1	4,1	28,6	3
F	152	—	179,0	800	Ta	—	—	—	3,5
V	9,2	8,9	30,2	40	W	—	—	—	1,5
Cr	7,7	4,3	28,5	25	Pb	10,1	23,3	35,4	20
Co	1,2	1,5	2,6	5	Ni/Co	2,3	1,5	2,4	1,6
Ni	2,6	2,3	6,2	8	Ni/V	2,8	0,2	0,2	0,2
Cu	8,2	6,6	49,5	20	Zn/Pb	8,1	2,7	4,6	3,0
Zn	81,8	63,8	163,2	60	Cf/V	0,8	0,5	0,9	0,6
Nb	—	—	—	20	Au*	—	—	0,5	4,5
Mo	—	—	—	1	Ag*	—	—	12,0	—

\* Au, Ag — соответственно  $\text{л} \cdot 10^{-7} \%$ ,  $\text{л} \cdot 10^{-6} \%$ .

При меч ани е. 1 — трахиалипараты Среднеамурской зоны; 2 — липараты, дациты; 3 — дакиты, липараты (холдоминский комплекс) Амутской структуры; 4 — планетарный кларк [34].

к натровому типу вулканических ассоциаций (табл. 24). Ко второй группе относятся породы андезитовой и трахиандезитовой формаций большинства зон Среднего Приамурья (Мулинской, Хэганской и др.), относящиеся к олонойскому типу вулканических ассоциаций. По уровню концентраций таких элементов, как олово и цинк, породы андезитовой формации имеют содержания выше кларковых; в Баджальской и Верхнесемеджинской зонах и Амутской структуре по олову они значительно выше. Уровень концентраций свинца, наоборот, значительно ниже кларковых. Исключение составляют андезиты Баджальской зоны и Амутской структуры (табл. 25), где его содержание превышает в 1,5–2 раза кларковые.

Для всех зон характерен дефицит фтора и для большинства — бора. Только в андезитах Амутской структуры и Верхнеселемджинской зоны содержание бора значительно выше кларкового (см. табл. 24, 25).

В распределении редких элементов в липарит-трахиолипаритовых формациях этих зон намечаются такие же особенности: неустойчивый уровень сидерофильных элементов и высокое содержание олова, свинца, цинка. Особо следует отметить высокую концентрацию меди в липаритах Баджальской и Амутской структур. Эта особенность характерна и для андезитов этих вулканоструктур. Это же свойственно и концентрации бора (см. табл. 25). Таким образом, все эфузивные формации вулканических структур Среднего Приамурья характеризуются геохимической специализацией по олову и цинку. Но наиболее высокие концентрации этих элементов, и особенно олова, отмечаются в восточных структурах и комплексах, характеризующихся высоким уровнем бора, меди и "калиевой тенденцией" вулканических ассоциаций (олонайский и баджальский типы).

При статистической обработке материала методом главных компонентов [202], а также с помощью факторного анализа [133] выявлены следующие особенности линейных корреляционных соотношений. В группе сидерофильных элементов наибольшей совокупностью парагенезисов отличаются андезиты Тырминской и Верхнеселемджинской зон (натровый тип вулканических ассоциаций), для других зон отмечаются редкие разрозненные парагенезисы Ni—Co, Cr—V и т.д. В кислых вулканиках парагенезисы сидерофильных элементов редки, а среди лиофильных элементов появляются отдельные парагенезисы с высокой связью Sn—Pb, Sn—Cu, Sn—B и т.д. Корреляционные парагенезисы лиофилов и сидерофилов наиболее высокие в зонах с натровым типом вулканических ассоциаций. Так, в Верхнеселемджинской зоне отмечается полная совокупность таких парагенезисов, как цинк с сидерофилами. Характерны парагенезисы Cu—Sn, Cu—Sn—B, Zn—Cu—B—Sn и т.д., т.е. через Zn и Cu намечается связь лиофилов с элементами мантийного профиля (Co, Ni, Cr). Кроме того, выделяются парагенезисы, которые являются типоморфными, отражающими рудный профиль зон и структур. Так, для Баджальской и Амутской структур характерны парагенезисы олова с медью, бором и т.д., а также бора с петрогенными окислами. Такие парагенезисы, возможно, отражают петрогенетические особенности развития вулканизма.

## Глава V

### ФЛЮИДЫ ЗЕМЛИ И ВУЛКАНИЗМ

Представление о Земле как едином организме в общих чертах сформировал Леонардо да Винчи [100], который считал взаимосвязанными все процессы, происходящие как на поверхности нашей планеты, так и в ее недрах. Он дал путевку в жизнь выражению "дыхание Земли", которое имеет глубокий философский смысл.

### РАЗВИТИЕ ВЗГЛЯДОВ НА ПРИРОДУ ВУЛКАНИЗМА И РОЛЬ ЛЕТУЧИХ КОМПОНЕНТОВ В МАГМООБРАЗОВАНИИ

Среди опубликованных в XV—XIX вв. работ по вулканизму явно преобладали полуфантастические гипотезы. Правда, некоторые исследователи развивали взгляды, значительно опережавшие свое время. Важно заметить, что формирование представлений о природе вулканизма выкрикливалось в борьбе противоположных мнений — "локального разогрева" и "центрального огня". Наиболее характерными чертами извержения вулканов являются огонь и теплота, и ученые средневековья рассматривали вулканы как огнедышащие горы. Основные споры шли между ними о горячих материалах и причинах их воспламенения в недрах Земли. Г. Агрикола [223], наблюдая оплавление горных пород в результате воспламенения каменного угля, высказал предположение, что деятельность вулканов может быть объяснена горением каменного угля в недрах Земли. Эта гипотеза поддерживалась не только современниками Г. Агриколы, но и учеными начала XIX в. Ряд исследователей того времени придерживались иной точки зрения: наиболее вероятной причиной воспламенения горючих материалов в недрах Земли являются химические реакции. Это заключение основывалось на открытии еще древними греками составов, дающих огонь в результате химических реакций (так называемые 'греческие огни'). Согласно гипотезе Листера, при окислении залежей пирита происходит воспламенение в недрах Земли, что приводит к возникновению вулканов. Распространению этой гипотезы способствовали опыты Лемери (1700 г.), впервые пытающегося смоделировать процесс рождения вулкана. Он зарыл в землю смесь из железных стружек, воды и серы, вода при этом сильно нагрелась, почва вспутилась, и через трещины стали выбиваться наружу пламя и газы.

Из наблюдений за вулканическими извержениями формировалось также представление о "сплошном центральном огне". Уже в работах И. Ньютона [143] и Лейбница (1646—1716 гг.) имелись высказывания об огненно-жидком ядре Земли. Основоположник философского принципа дуализма Р. Декарт (1644 г.), не отрицая наличия огненно-жидкого ядра Земли, связывал локальные разогревы отдельных участков коры с трением при процессах дислокации. Хеттон (1785 г.), исследовав контактные соотношения гранитов с вмещающими породами, пришел к выводу, что граниты образовались при высоких температурах за счет растворов (расплавов), вышедших из внутренних частей Земли и застывших вблизи поверхности. Траппы он также относил к глубинным образованиям. К сожалению, мысли этого исследователя долгое время не находили поддержки. Де-Деломье (1798 г.) в результате тщательных наблюдений за извержением Везувия пришел к выводу, что очаги вулканизма на-

ходятся ниже гранитов, на большой глубине или даже под застывшей корой земного шара. М.В. Ломоносов [103] сравнивал "огнедышащие горы" с трубами или отдушинами, через которые из безмерной глубины выходят наружу излишки материи и тепла. Таким образом, возникший при изучении извержений еще в средние века спор между сторонниками "локального разогрева" участков земной коры и приверженцами "центрального огня" постепенно привел исследователей к твердому убеждению о роли глубинных процессов в деятельности вулканов, а внедрение в геологию геофизических методов позволило установить конкретные глубины залегания очагов вулканизма.

На развитие теории вулканизма значительное влияние оказала также острыя дискуссия, касавшаяся взаимоотношений воды и теплоты. История борьбы плутонистов, лозунгом которых был огонь, с нептунистами, считавшими первопричиной образования горных пород воду, широко освещена в литературе. Здесь следует только отметить, что общепринятая в то время точка зрения о несовместности огня и воды на многие годы задержала развитие учения о вулканизме и в особенности формирование представлений о роли летучих и магматических и постмагматических процессах. Любопытно, что данные о газово-жидких включениях в минералах горных пород, ныне успешно использующиеся для решения многих вопросов петрологии, на раннем этапе развития геологии сыграли реакционную роль. В борьбе с плутонистами нептунисты в качестве главного доказательства немагматического происхождения гранитов приводили данные о наличии водных включений в кварцах этих пород. В качестве доказательства немагматического происхождения гранитов приводились результаты экспериментов по переплавлению магматических образований. При нагревании гранитов плавление наступало при более высоких температурах, чем предполагали экспериментаторы, при этом расплав получался с высокой вязкостью, а вследствие его раскристаллизации часто возникали другие минералы по сравнению с минеральным составом исходной породы.

Из наблюдений за извержениями вулканов давно было замечено, что флюидность (подвижность) вытекающей лавы больше, чем должна быть для данной температуры, определяемой по раскаленности лавы. Эти данные, а также многочисленные наблюдения за мощными выделениями газов при извержениях вулканов привели Де-Доломье (1750–1801 гг.) к убеждению о большой роли летучих в вулканических процессах. Вместе с тем этот исследователь отстаивал точку зрения о несовместности воды и огня и выдвинул предположение, что упругость паров серы является причиной извержений, образования тепла и подъема магмы; присутствие серы, по его мнению, понижает температуру плавления пород, а ее испарение наряду с общим охлаждением способствует застыванию лавы. Однако в конце XVIII в. Спалланциелли (1792–1797 гг.) и некоторые другие исследователи уже считали, что лавы в природе более легко плавки из-за присутствия в них прежде всего воды. Брайслак [236] установил зависимость величины пористости лав от количества газа, выделяемого ею при застывании, и высказал предположение, что сила, с которой лава действует на стенки вмещающих пород, пропорциональна массе лавы и количеству газа в ней.

Эли де Бомон одним из первых отметил большое значение летучих соединений хлора, фтора и серы в магматических процессах [224]. Браунс [23] проанализировал роль легколетучих компонентов в химических процессах при вулканизме, а образование интрузивных пород с позиций

эвтектической кристаллизации расплавов рассмотрел Фогт. Ф.Н. Левинсон-Лессинг [98] представлял магму как сложный раствор; им выдвинута идея о ликвации магмы. В. Гольдшмидт (1911 г.) первым применил правило фаз к анализу природных парагенезисов минералов. Большой вклад в развитие представлений о дегазации Земли внесли В.И. Вернадский [31], А.П. Виноградов [35], Л.К. Грэйтон [55], А.В. Сидоренко [171], П.Н. Кропоткин [89].

Количественная оценка роли летучих компонентов стала возможна с внедрением в геологию методов физико-химического анализа парагенезисов минералов, физико-химических расчетов и экспериментального моделирования, которые позволили анализировать условия магматического минералообразования с учетом возможного отделения летучих от магмы и образования постмагматических минералообразующих растворов. Наиболее обстоятельно теория силикатных систем с летучими компонентами рассмотрена в работах П. Ниггли [138], Р. Горансона [253]!. Однако положения, разработанные на основе физико-химических методов (реакционный принцип Боузна, правило фаз Гольдшмидта, зональность рудных месторождений Эммонса и др.), при проверке на природных объектах часто оказывались несостоительными, что породило сомнение в возможности эффективного применения этих методов в геологии и привело в конечном счете к застою исследований в этой области знаний.

Д.С. Коржинский [81, 82], В.А. Жариков, А.А. Маракушев [65], Н.П. Ермаков [64] и другие исследователи назвали несколько причин, вызвавших это противоречие: сложные природные процессы пытались представить в виде сравнительно простых физико-химических моделей; при физико-химических построениях природные системы рассматривались как закрытые; изучение минеральных объектов велось преимущественно в статике, без должного учета динамики процесса минералообразования. Число минералов в магматических и особенно метасоматических горных породах обычно меньше того числа, которое определяется правилом фаз, исходя из общего числа компонентов. Это противоречие сильно тормозило развитие физико-химических методов в геологии. Толчком к выходу из застоя и бурному развитию теоретических исследований о роли флюидов и образований горных пород и руд послужили работы Д.С. Коржинского [82]. Он ввел понятие дифференциального подвижности компонентов и отнес природные системы к открытym системам. Роль внешней среды выполняют глубинные трансмагматические флюиды, которые обеспечивают привнос подвижных компонентов и поддерживают их химические потенциалы на определенном уровне, обуславливая этим число фаз минералов в горных породах.

Наряду с теоретическими исследованиями активно велись работы по реконструкции палеофлюидов на основании изучения включений в минералах горных пород и руд. Рост уровня аналитических и экспериментальных работ в геологии позволил не только качественно, но и количественно, по включениям в минералах, определять состав газов и солей минералообразующего флюида, а также его температуру, давление и другие параметры среды. Развитый Н.П. Ермаковым [64] и его учениками исторический подход при изучении процессов минералообразования стал основным методическим приемом при исследовании включений в минералах. Изучение минеральных объектов в динамике и знание конкретных параметров минералообразования позволили реконструировать эволюцию палеофлюидов. Все это способствовало интенсивному развитию

работ по изучению включений в минералах различных природных образований и накоплению фактического материала, однозначно характеризующего ведущую роль летучих компонентов в вулканических процессах.

В дегазации Земли стержневым процессом, по представлениям А.А.Маракушева, Л.Л. Перчука [118], Ф.А. Летникова и др. [101], является восходящая миграция ювенильного водорода, взаимодействие которого с другими компонентами приводит к образованию и выносу в верхние горизонты земной коры воды, различных углеводородов и кислых газов. Таким образом, основываясь на многочисленных геологических и экспериментальных данных, а также на теоретических расчетах, большинство исследователей стали придерживаться точки зрения о ведущей роли мантийных флюидов в магмообразовании и процессах вулканизма. Именно в период признания значимости глубинных флюидов в магмообразовании в геологии стали интенсивно развиваться исследования по изотопному составу некоторых элементов, и прежде всего водорода и кислорода вулканических и термальных вод, результаты которых поставили под сомнение наличие дегазации мантии в современный период.

### ГЛУБИНА ФОРМИРОВАНИЯ ФЛЮИДОВ

Среди исследователей нет единого мнения об истории формирования газово-жидкой оболочки Земли и характере дегазации нашей планеты в современный период. Особенно острые разногласия наметились по вопросу о глубине формирования флюидов. Многие специалисты считают, что уже длительное время мантийные флюиды практически не поступают на поверхность планеты.

Различные гипотезы по проблеме дегазации Земли принято делить на две группы. Сторонники первой группы, основываясь на многочисленных геологических и геофизических данных о глубинном источнике флюидов, магмы и потоков тепла, придерживаются точки зрения о постоянной дегазации Земли. При этом большинство из них считают, что в историческом плане интенсивность дегазации в общем виде постепенно уменьшилась при наличии циклических вспышек вулканизма и флюидоизделия на разных этапах развития нашей планеты. Они полагают, что мантийные флюиды и в настоящий период поступают к земной поверхности. Сторонники второй группы гипотез считают, что выделение основной массы газов было кратковременным и что газово-жидкая оболочка Земли сформировалась на раннем этапе ее развития, а в настоящее время мантийные флюиды к земной поверхности практически не поступают. Позиции сторонников этой группы гипотез укрепились особенно после опубликования обстоятельных работ Крейга [243], который изучил изотопный состав водорода и кислорода различных современных термальных и вулканических вод и пришел к выводу о вадозном их происхождении. Однако для интерпретации изотопных данных и оценки глубины флюидов необходимо знать много данных, не всегда доступных исследователю.

Прежде всего мы предполагаем, но не знаем точно исходный изотопный состав родоначальных элементов Земли и современной мантии. Еще несовершенны методы учета конвергентности изотопных признаков в коре и мантии и недостаточно изучено влияние многочисленных факторов на фракционирование изотопов, хотя в этой области особенно в последнее время имеются определенные достижения. Так, А.А. Маракушев и Н.А. Панеях [117] убедительно показали влияние кислотно-щелочных

и поляризационных эффектов на фазовое разделение стабильных изотопов химических элементов и при этом особо подчеркнули, что ключевое значение в изотопной геохимии принадлежит учету различий в химических свойствах изотопов [117].

В настоящее время, несмотря на то что критерии для идентификации  $H_2O$  разработаны слабо, по сумме данных можно качественно оценить глубину образования флюидов, но неопределенность многих признаков не позволяет сегодня на количественной основе решить вопрос о доле мантийной и коровой составляющих в общем балансе флюидов. Однако изучение изотопного состава элементов и закономерностей изотопного фракционирования при геологических процессах, несомненно, будет способствовать решению этой проблемы [35, 117]. Особенno важны исследования по геохимии изотопов водорода и гелия, так как эти два элемента составляют основу Метагалактики. На долю первого приходится примерно 76 вес.%, на долю второго – порядка 23 вес.%, на все остальные элементы приходится около 1 вес.%. Следовательно, роль летучих элементов (водорода, гелия, кислорода, серы и др.) и соединений углерода в любых процессах, протекающих как в космическом пространстве, так и на отдельных космических телах и в их недрах, трудно переоценить. Видимо, в естественных условиях практически нет процессов, протекающих без участия летучих.

Определить исходный состав и глубину формирования флюидов чрезвычайно трудно, так как при движении к поверхности с увеличением потенциала кислорода мантийные и коровые компоненты флюидов окисляются. Особенно бурно этот процесс протекает при извержении вулкана, когда из кратера вырывается столб пламени, образующийся за счет  $H_2$ ,  $CO$ ,  $CH_4$ ,  $S_2$ ,  $SO_2$  с образованием  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $SO_3$  и выделением тепла. При этом интенсивно протекают сложные процессы фракционирования изотопов элементов; кроме того, глубинные вулканические газы обычно чрезвычайно сильно разбавляются атмосферными газами. Вместе с тем необходимо учитывать, что большая часть глубинных флюидов вообще не пробивается к поверхности в связи с тем, что попадает либо в воды Мирового океана, который занимает 2/3 поверхности нашей планеты, либо в воды подземной гидросфера, широко распространенной в много-километровом приповерхностном слое коры [84]. Подавляющее количество газовых компонентов обладает чрезвычайно высокой растворимостью в воде, и газовый поток из глубин планеты либо полностью перехватывается водной оболочкой Мирового океана или подземной гидросферой, либо на поверхность пробиваются сильно разбавленные флюиды. Сравнительно редко и, как правило, по рифтовым зонам или в областях активного вулканизма на поверхность пробиваются флюиды, содержащие значительное количество мантийных компонентов.

Например, самый распространенный элемент Вселенной – водород в значительных количествах установлен в термах только в зонах протяженных срединных океанических хребтов, в местах их примыкания к континенту, или при погружении океанического рифта под континент. Именно в этих участках создаются самые оптимальные условия для быстрого подъема и выхода на поверхность мантийных флюидов. К тому же здесь значительно меньше шансов на их сильное разбавление водозными водами. Так, вдоль зоны примыкания Восточно-Тихоокеанского поднятия к Северо-Американскому континенту иногда фиксируются водородные термы. В Сальвадоре, в термальном поле Азуачапан, содержание водорода в отдельных случаях достигает 40% объема газовой

фазы, а в Калифорнии (гейзеры долины Сонома) содержание водорода в газовой фазе терм составляет обычно 14–15% [91]. На континентах, помимо рифтовых зон, водородсодержащие флюиды фиксируются редко, и, как правило, они приурочены либо к крупным разломам тектонических активных зон, либо к выходам на поверхность глубинных пород. Так, А.И. Кравцов [86] отмечает, что на Тырнаузском разломе вскрыты флюиды с высоким содержанием лития (19,33 мг/л), в газовой фазе которых установлено 83,8 об.% водорода. В кимберлитовых трубках Африки и Восточной Сибири часто отмечаются выходы газов с высоким содержанием водорода и метана. Так, одна из скважин трубы Удачной алмазоносных кимберлитов в Якутии дала фонтан газа, состоящего на 51% из водорода и на 35% из метана [188]. Значительное участие водорода в образовании глубинных флюидов подтверждается данными определения состава включений в минералах прежде всего ультраосновных и основных пород, в глубинных ксенолитах из щелочных базальтов, производных кимберлитовой магмы, и алмазах [101, 127, 130].

Одной из характерных особенностей вулканизма Исландии, срединная зона которой представляет собой наземно<sup>2</sup> выражение океанического хребта, является развитие водородных терм. Здесь термы с водородом локализованы внутри срединной зоны в районах современного (голоценового) вулканизма, и количество водорода особенно велико в газах действующих вулканов, а содержание его возрастает с увеличением активности извержений [6, 91]. Максимальное содержание водорода (64 об.%) в термах этого района установлено Г. Сигвалдассоном. По данным В.И. Кононова и Б.Г. Поляка [91], обычно содержание водорода в газах гидротерм Исландии колеблется от нескольких объемных процентов до нескольких десятков.

Высказываются различные точки зрения на происхождение водорода в термах этого типа. Одни считают, что он образовался вследствие разложения сероводорода при высокой температуре, другие [91] допускают, что этот газ выделился из базальтов при воздействии на них высоких температур, а третьи придерживаются точки зрения о генерации водорода при глубинных реакциях между водой и железосодержащими минералами. Однако изучение изотопов водорода вулканических газов Сурсея показало, что по сравнению с поверхностными водами они обеднены дейтерием [6], что подтверждает мантийное происхождение этого газа [42]. С этим выводом согласуются данные о корреляции содержаний водорода в термах с величиной теплового потенциала этих флюидов. Как отмечают В.И. Кононов и Б.Г. Поляк [91], на термопроявлении Науменфьядль зафиксирована максимальная для Исландии концентрация водорода в газе. Здесь же установлен наибольший градиент температуры ( $263^{\circ}\text{C}/\text{км}$ ). Водород обладает высокой миграционной способностью и, будучи энергичным теплоносителем, в данном случае выполняет роль переносчика глубинного тепла к поверхности планеты. Приведенные данные согласуются с представлениями А.А. Маракушева, Л.П. Перчука [118], В.Н. Ларина [99] и других исследователей о ведущей роли водорода в дегазации Земли. В то же время под влиянием изучения прежде всего изотопов водорода из включений воды в минералах и из различных источников сложилось мнение, что водород был в основном компонентом дегазации только на раннем этапе развития планеты, а в современный период флюиды из мантии практически не поступают и дегазация связана только с процессами, происходящими в земной коре. Однако уже накоплено много данных по флюидам Исландии, Сальвадора,

Калифорнии, с которыми согласуются наши определения состава газовой фазы в минералах молодых базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия, согласно которым и в настоящее время из мантии поступает определенное количество водорода, но его высокая химическая активность затрудняет расшифровку генезиса флюидов.

В последние годы получены интересные результаты по изотопной геохимии гелия и распределению этого благородного газа в породах различных геологических структур. Данные по гелию позволяют с большей долей уверенности охарактеризовать глубину формирования флюидов и оценить вклад ювенильных компонентов дегазации при формировании газово-жидкой оболочки Земли как в прошлые геологические эпохи, так и в современный период. Возможность хотя бы в общем виде оценить соотношения коровых (осадочно-метаморфических) флюидов и подкоровых (мантийных) эманаций оправдывает более подробное изложение здесь данных о миграции гелия и соотношении изотопов этого элемента в различных геологических образованиях.

Как уже отмечалось, гелий после водорода является самым распространенным элементом Солнечной системы. В атмосфере Солнца содержится 18,17 об.% гелия, а в атмосферах планет-гигантов Юпитера и Сатурна предполагается содержание гелия до 30 об.% [24]. Иные количества этого элемента содержатся в атмосферах и породах планет типа Земли. Так, по данным, полученным космическим кораблем "Маринер-10", на дневной стороне Меркурия плотность атмосферы не превышает  $10^6$  мол/см<sup>2</sup> и только около 0,1% из них приходится на долю гелия. У поверхности Венеры, по данным, полученным советскими АМС серии "Венера", давление оказывается равным 90 атмосферам, а температура из-за парникового эффекта 747 К. Атмосфера этой планеты на 97% состоит из углекислого газа с примесью водяного пара (0,1%), а на долю азота, гелия и аргона приходится только около 2 об.%.

Давление у поверхности Марса составляет всего 6,1–7,7 мбар, разряженная атмосфера этой планеты также состоит в основном из углекислого газа, а на долю азота, аргона и гелия приходится примерно 1,5%. Еще более низкие содержания гелия установлены на Земле. В доступной для изучения части литосферы и в атмосфере содержание гелия не более  $10^{-6}$  вес.%. По данным В.П. Якуцени [215], для Земли среднее содержание гелия  $2,76 \cdot 10^{-5}$  см<sup>3</sup>/г, что свидетельствует о чрезвычайной обедненности гелием по сравнению с высоким содержанием этого элемента в космосе. Очевидно, столь низкие содержания гелия и других благородных газов можно объяснить образованием Земли в результате аккумуляции твердых частиц при низкой температуре; на раннем этапе своего развития она не имела атмосферы [217].

Основные компоненты атмосферы Земли (азот, кислород, водород и углерод) при низких температурах легко могут образовать твердые соединения, и в этой форме они сохранились при формировании Земли из холодного вещества. Благородные газы редко образуют твердые соединения и, обладая высокой летучестью, в основном были утрачены на первом этапе формирования планеты, но некоторое их количество осталось, и благодаря хорошей изоляции часть из них сохранилась в глубинных недрах до настоящего времени, несмотря на постоянную дегазацию.

Наряду с частично сохранившимся первозданным (космическим) гелием в недрах нашей планеты гелий постоянно генерируется при распаде радиоактивных элементов, и прежде всего за счет изотопов урана

и в меньшей мере тория. Так, атом  $^{235}\text{U}$  превращается в атом  $^{207}\text{Pb}$  и семь атомов гелия, а  $^{238}\text{U}$  распадается на  $^{206}\text{Pb}$  и восемь атомов гелия. Образуется также гелий при нейтронном расщеплении лития и в результате распада техногенного трития.

В процессе одного акта  $\alpha$ -распада образуется один тяжелый изотоп гелия ( $^4\text{He}$ );  $\alpha$ -частица — это ядро гелия с массой 4, и в точке торможения, захватывая один электрон, она превращается в ион  $\text{He}^+$ , а захватывая из окружающей среды два электрона, превращается в нейтральный атом гелия.

По данным В.П. Якуцени [215], в недрах Земли за счет  $\alpha$ -распада радиоактивных элементов образуется  $+2,94 \cdot 10^{13} \text{ см}^3/\text{год}$  гелия. Следует заметить, что легкий изотоп гелия ( $^3\text{He}$ ) также образуется при ядерных реакциях в земных условиях, но в несопоставимо меньших количествах, поэтому радиогенерный гелий представлен практически тяжелым изотопом гелия ( $^4\text{He}$ ).

Небольшое количество гелия поступает на Землю из космоса с метеорной пылью, различными космическими телами и в составе первичных космических лучей, где примерно 15% общего количества частиц составляют ядра гелия. Однако суммарное поступление гелия из космоса на Землю на несколько порядков меньше потерь этого элемента в мировое пространство. В.П. Якуцени [215] подсчитала, что в результате диссипации теряется гелия  $0,32 \cdot 10^{-13} \text{ см}^3/\text{год}$ . Столь высокие потери гелия объясняются тем, что вследствие своей химической инертности он не задерживается в форме устойчивых соединений в литосфере. Обладая большой летучестью, этот инертный газ легко уходит из области земной коры, поднимается в высокие слои атмосферы и рассеивается. Только водород и гелий могут освобождаться от сил притяжения Земли, а все другие газы накапливаются в ее атмосфере. Таким образом, несмотря на постоянную генерацию гелия, концентрация этого элемента на Земле и других планетах подобного типа по сравнению с концентрацией в космосе чрезвычайно мала. Направленное движение гелия из глубин нашей планеты к ее поверхности и далее в космическое пространство позволяет просвечивать строение Земли и вскрывать по аномалиям в полях гелия разломы и зоны повышенной проницаемости, по которым поднимаются глубинные флюиды.

На Земле гелий фиксируется везде и в разных формах. Плазмированные формы гелия установлены при извержениях вулканов [220]. Гелий в виде иона  $\text{He}^+$  наблюдается часто в виде твердого раствора в минералах, но, как правило, в небольших количествах. Господствует не связанный с внутренней структурой вещества химически нейтральный, атомарный гелий, который сравнительно легко проникает через большинство минералов. Исключение составляют минералы с плотной кристаллической решеткой, такие, как берилл, магнетит, кассiterит и некоторые другие. В этих минералах нейтральные атомы гелия концентрируются в газово-жидких включениях, закрытых порах и дефектах кристаллической решетки. Поэтому в природных условиях в породах земной коры, именно в таких минералах, как берилл, магнетит и кассiterит, установлены наиболее высокие содержания гелия, а уровень концентрации в них этого элемента характеризует степень гелиенасыщенности флюидов в период минералообразования. Гелий хорошо растворяется в воде. Так, при атмосферном давлении и температуре, равной  $5^\circ\text{C}$ , в 1 л воды может раствориться 9 мл гелия, а с увеличением давления растворимость его в воде возрастает линейно [220].

Несколько уменьшается растворимость гелия в воде, содержащей NaCl, но концентрация различных газов значительно повышает растворимость (адсорбцию) гелия во флюидах. Именно поэтому наблюдаются положительные корреляционные зависимости содержания во флюидах гелия с азотом, водородом и метаном. Свободный атомарный гелий легко проникает через минералы в сообщающиеся поры, мигрирует к раскрытым трещинам и благодаря хорошей растворимости концентрируется во флюидах. Концентрация подвижного гелия во флюидах является критерием интенсивности потока этого газа из более глубоких зон земной коры и мантии.

На континентах аномально высокие концентрации гелия связаны с глубинными разломами земной коры [220]. По зонам повышенной проницаемости – вдоль разломов раскрытия типа, – преодолевая гидростатическое давление, поднимаются флюиды с повышенным содержанием гелия, азота, соединений углерода, парообразной ртути и других компонентов. Установлена практически повсеместная четкая положительная корреляция содержаний гелия и азота во флюидах, поднимающихся по глубинным разломам. Так, максимальные содержания гелия в газах (до 17 об.%) установлены для пород Восточно-Африканской рифтовой зоны, флюиды которых отличаются также высоким содержанием азота. Высокая летучесть гелия и хорошая растворимость этого газа во флюидах сложного состава являются причиной наиболее высоких концентраций гелия прежде всего в гидротермально проработанных породах вдоль крупных тектонических разломов. Гелиевыми съемками установлена приуроченность более интенсивных потоков гелия не только к глубинным линеаментам, но также к определенным элементам рельефа современной поверхности [220]. Связь гелиевых аномалий с неотектоникой объясняется их общей взаимосвязью с развитием вертикальных долгоживущих унаследованно развивающихся разломов глубокого заложения, которые Ю.А. Косыгин назвал вертикальными безамплитудными [85]. Разломы этого типа безамплитудными названы условно, поскольку перемещения по ним развиваются медленно, с малыми амплитудами. И.Н. Яницкий и другие исследователи предложили называть их вертикальными малоамплитудными [220]. Именно эти разломы являются наиболее глубинными образованиями земной коры, и вследствие этого в них поддерживается повышенная проницаемость.

Неравномерность интенсивности потока гелия четко просматривается не только в различных участках поверхности по горизонтали, но и с глубиной. Данные гелиевой съемки в поверхностном слое и материалы поинтервального опробования на гелий скважин показывают, что для поля гелия характерно затухание интенсивности потока пропорционально квадрату расстояния до источника, расположенного в рассматриваемом случае в глубоких слоях Земли. По данным И.Н. Яницкого [220], интенсивность потока гелия в поверхностном слое Земли уменьшается обратно пропорционально квадрату расстояния до кристаллического фундамента. По данным этого же автора, выполнившего в различных районах СССР поинтервальное опробование скважин на гелий, упругость паров этого газа закономерно возрастает с глубиной от 0,5 до нескольких сотен килопаскалей. Для геосферы В.П. Якутени [215] наметила возрастание содержания гелия в природных газах в ряду: атмосфера ( $5,24 \cdot 10^{-4}$ %), альпийские геосинклинали (0,001–0,01%), молодые платформы (0,01–0,05%) и древние платформы (0,05–0,2%).

Гелий ввиду четко выраженной склонности к рассеиванию не обра-

зует собственных месторождений, и в значительных масштабах этот элемент накапливается в качестве примеси только в природных газах. При общем низком по сравнению с космосом содержании гелия на Земле на некоторых месторождениях концентрация этого элемента в природных газах достигает 8–10 и даже 20 об.% в водорстворенных газах. Известные месторождения гелиеносных газов, как правило, локализованы на крыльях тектонически активных структур, где имеются хорошие условия для экранирования поступающих из глубин флюидов с высоким содержанием гелия. Высокая гелиеносность природных газов характерна для длительно поднимающихся участков земной коры (плато, щиты). Для группы термальных источников Сатаней на Центральном Французском плато в азотном газе характерны содержания гелия порядка 10 об.%. Наиболее крупные в мире месторождения гелия известны в США, где азот является одним из главных компонентов газовой составляющей. Украинский кристаллический щит отделен от Молдавской плиты глубинным Северо-Днестровским разломом, по которому поднимается азотный газ с содержанием гелия до 20 об.% [63]. Положительные корреляции и высокие содержания азота и гелия характерны также для газово-жидких включений в минералах, образовавшихся на больших глубинах, в том числе и для алмазов. Итак, положительные корреляции гелия, прежде всего с азотом, нередко с водородом и парообразной ртутью, свидетельствуют о глубинном генезисе гелиеносных флюидов. В то же время в заведомо коровых флюидах, богатых прежде всего углекислым газом, гелиенасыщенность обычно низкая.

Зависимость интенсивности потока гелия от тектонической активности региона отчетливо просматривается при сравнении концентрации этого газа в донных отложениях современных морей разного генезиса. Так, в регионах с высокой сейсмоактивностью (геосинклиналях), где протекают процессы, способствующие образованию проницаемых зон в земной коре, количества гелия и метана максимальны в донных отложениях геосинклинальных морей и минимальны в таковых платформенных морях. Еще более ярко выражена контрастность потока гелия в ложе Мирового океана и его обрамлении. Здесь, в зонах смятия (глубоководные желоба), установлены самые низкие концентрации гелия, а в легкопроницаемых зонах растяжения (окраинные моря и срединно-океанические хребты) зафиксированы наиболее высокие концентрации этого газа. При этом, как будет показано далее, для океана и зоны перехода к континенту просматривается прямая корреляция интенсивности гелиевого и теплового потоков [107].

В последнее время данные по геохимии гелия успешно используются не только для "просвечивания" земной коры с целью выявления крупных разломов и проницаемых зон, по которым к поверхности поднимаются глубинные флюиды, но и для качественной оценки наличия ювенильных компонентов в составе восходящих потоков. Представление о ювенильных растворах сформулировал Э.Зюсс, который считал их генетически связанными с расплавленной магмой и впервые появляющимися в поверхностных горизонтах земной коры. Состав терм областей активного вулканизма, по Б.И. Пийлу [147], определяется ювенильными эманациями, различными для различных магм. В.И. Вернадский [31] призвал существование ювенильных вод, но при этом подчеркивал, что нет четких критериев для различия вадозных и ювенильных источников.

Для решения вопросов об источнике эманаций и определения возможного соотношения мантийных и коровых флюидов в последнее время

используется отношение изотопов  $^3\text{He}/^4\text{He}$  [61, 63, 124, 149]. Надежность использования этого критерия базируется на следующих особенностях гелия: 1) большой диапазон (от 0,1 до  $10^{-11}$ ) изменения отношения изотопов  $^3\text{He}/^4\text{He}$ , при этом наиболее высокие его значения характерны для железных метеоритов [42], а пробы с максимально высокой долей тяжелого изотопа характерны для радиоактивных минералов [186]; 2) высокая космическая распространенность первичного гелия и большая разница (в  $10^4$  раз) в величине отношения легкого и тяжелого изотопов первичного и радиогенного гелия [186]; 3) чрезвычайно низкие содержания гелия в атмосфере (в связи с непревыенным уходом этого газа в космическое пространство) практически исключают вероятность контаминации глубинного гелия атмосферным в близкотемпературных условиях, как отмечают И.Н. Толстыхин и А.В. Сочава [186]. Существует практически неискаженный поток глубинного гелия через природные газы и гидросферу в атмосферу и далее в космическое пространство. Для флюидов мантии предполагается отношение изотопов гелия порядка  $(2-3) \cdot 10^{-5}$ . При этом И.Н. Толстыхин [185] считает, что мантийный гелий состоит из смеси первозданного, для которого характерна величина  $3 \cdot 10^{-4}$ , и радиогенного тяжелого изотопа гелия в пропорции 1:30.

Учитывая аномальный изотопный состав гелия в некоторых глубинных включениях в базальтах [185], высокое отношение  $^3\text{He}/^4\text{He}$  ( $\approx 10^{-5}$ ) в южноафриканских алмазах, возрастание доли легкого изотопа в различных мантийных образованиях и другие факторы, ряд авторов [186, 215] предложили модель, согласно которой с глубиной должна возрастать доля легкого изотопа гелия, приближаясь по своей величине к отношению изотопов, близкому для метеоритов. Аргументируют такое предположение прежде всего данные по изотопам гелия в коренных породах для океанов [111]. Ультраосновные и основные породы дна океанов, несомненно, являются первыми производными мантийного вещества. А.Я. Крыловым с соавторами [111] установлено, что отношение изотопов  $^3\text{He}/^4\text{He}$  в этих породах на 2–3 порядка выше, чем у большинства континентальных пород, и соизмеримо с таковым некоторых каменных метеоритов. С учетом молодого возраста базальтов и ультраосновных пород дна океанов и высокого общего содержания в них  $^4\text{He}$  и  $^3\text{He}$ , при низком содержании урана и тория ясно, что из мантии диффундирует в верхние горизонты земной коры поток гелия с высокой долей легкого изотопа этого элемента.

Рассматривая состав изотопов гелия в горных породах, следует учитывать возможность их фракционирования. Известно, что эффект изотопного фракционирования возрастает с уменьшением молекулярного веса соединения и в многокомпонентной системе с увеличением температуры и давления должно уменьшаться различие в изотопном составе элементов. На примере гелия А.А. Маракушев и Н.А. Панеях [117] показали, насколько важно учитывать различия химических свойств изотопов при анализе эффектов из фазового распределения и перераспределения. Легкий изотоп гелия относительно тяжелого обладает более низким электросродством. Он, как и легкий изотоп кислорода, должен накапливаться в основных средах, отношение  $^3\text{He}/^4\text{He}$  должно возрастать в ряду пород понижающейся кремнекислотности. На примере пород Сангенского массива Е.Р. Дубецкой и др. [61] показали наличие отрицательной корреляционной зависимости между величиной отношения изотопов  $^3\text{He}/^4\text{He}$  и содержанием  $\text{SiO}_2$  в породах. Не исключено, что аномаль-

но высокое отношение  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  ( $\approx 10^{-1}$ ) в железных метеоритах обусловлено не только ядерными реакциями взаимодействия жесткого космического излучения с веществом метеоритов, но и изотопным фракционированием. Несомненно, что основным процессом, ответственным за соотношение изотопов гелия в породах, является смешение захваченного ими мантийного гелия с постепенно накапливающимся радиогенным гелием [61]. В.П. Якуцени [215], анализируя изотопный состав гелия в природных и водорасторовенных газах, пришла к выводу, что на континенте наряду с разломами глубинного заложения, проницаемым для мантийных эманаций, имеются глубинные разломы, утратившие связь с мантией. Так, стабильное древнее ядро Русской платформы даже в участках, наиболее тектонически нарушенных, в том числе и в борту Предуральского прогиба, характеризуется очень однородным изотопно-гелиевым отношением, не превышающим величины  $(2-3) \cdot 10^{-8}$ , и, как она полагает, здесь нет примесей мантийного гелия. В то же время во внутренних зонах по изотопно-гелиевому отношению выделяются участки сквозной проницаемости земной коры. К таким участкам она относит прежде всего Байкальский рифт и Кавказ, озеро Челекен и Днепровско-Донецкую впадину, отдельные районы Кольского полуострова, Средней Азии и Вилюйской синеклизы [215]. Она считает, что большая разница в изотопном отношении корового и мантийного гелия не может компенсироваться физико-химическими процессами в земной коре, и предлагает использовать гелиево-изотопный критерий не только для качественной характеристики динамики современной дегазации Земли, но и для количественной оценки мантийного и корового флюида. При сравнении флюидов различных образований в ряду океан — зона перехода — континент в их составе хорошо просматривается изменение доли мантийных и коровых компонентов. В базальтах и ультраосновных породах дна океанов [89], в стекловатых клетках базальтовых пиллоу-лав [274] и в морской воде [242] отношения  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  аномально высокие, близки между собой и сопоставимы с таковыми в некоторых разновидностях метеоритов. К зонам интенсивной современной дегазации Земли с поступлением глубинного гелия большинство исследователей относят зоны эруптивной деятельности Тихоокеанского подвижного пояса и срединные океанические хребты Мирового океана. Для флюидов этих структур характерна более высокая доля изотопа гелия по сравнению с образованиями континентальной земной коры. В зоне перехода от океана к континенту отношения изотопов гелия в газах термальных источников варьируют в широких пределах и зависят от стадии и особенностей развития ее отдельных структур [75, 76, 149]. Так, отношения  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  в газах флюидов Западной Камчатки значительно ниже таковых Восточной Камчатки, где проявлен новейший вулканизм, и сходны с составом изотопов гелия в газах термальных источников Восточного Сахалина [75, 76, 149]. При этом И.Л. Каменский с соавторами [75] отмечают, что газы Камчатки с высокой долей мантийного гелия характеризуются наличием изотопно тяжелого метана. По сравнению с Восточной Камчаткой доля легкого изотопа гелия в газах термальных источников Курильских островов еще более высокая [149], и для зоны перехода от океана к континенту просматривается закономерность: чем тоньше кора (моложе вулканизма), тем выше отношение  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  в газах термальных источников. Коры в пределах океана слишком тонка, и по всем признакам здесь более отчетливо видны черты мантийного "дыхания" Земли.

Особенно высокие отношения  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  установлены в вулканических газах Исландии, которая является наземным продолжением Срединно-Атлантического хребта. По данным В.И. Кононова, Б.Г. Поляка и других исследователей [149, 124, 91], во всех гидротермах Исландии величина отношения изотопов гелия имеет порядок  $10^{-5}$  и сопоставима с таковой для метеоритного вещества. Повсеместное развитие в термальных флюидах Исландии гелия с отношением изотопов, характерным для мантийного, присутствие в них мантийных изотопов серы [6], аргона [91] и широкое развитие в этом регионе водородных терм [6, 91, 124] объясняются тем, что здесь наиболее благоприятные условия для выноса к поверхности Земли глубинного вещества и аккумулированной в нем тепловой энергии [6, 91]. Для решения вопроса о глубине формирования флюидов важное значение имеют данные сравнения участков локализации аномалий гелиевого и теплового потоков в разных геологических структурах.

Тепловое состояние нашей планеты тесно связано с распределением температуры в ее недрах и на поверхности и обусловлено интенсивностью и распределением источников тепла как в современный период, так и в геологическом прошлом. Известно, что основное количество тепла планета получает от Солнца, и в среднем на  $1\text{ см}^2$  приходится  $0,34 \cdot 10^6$  эрг/ $\text{см}^2$ ; поскольку средняя температура у поверхности нашей планеты порядка  $10^\circ\text{C}$ , Земля в результате чрезвычайно сложных процессов в конечном счете излучает обратно в пространство тепло, которое она получает от Солнца [196]. Значительно меньше тепла, в среднем  $63$  эрг/ $\text{см}^2$ , поступает к поверхности нашей планеты из ее глубин. Через непроницаемые участки земной коры к поверхности тепло проводится посредством распространения тепловых колебаний (кондуктивно), и количество проходившего тепла равно произведению температурного градиента на теплопроводность горных пород. Как установлено, в сверхглубокой Кольской скважине до 1800 м температурный градиент составил  $1,7^\circ$  на 100 м; выше 2000 м –  $2,7$ – $2,8^\circ$  на 100 м, а в забое скважины на глубине 9 км была установлена температура  $150^\circ\text{C}$ . Величина температурного градиента колеблется в широких пределах ( $1$ – $30^\circ\text{C}$ ). Она неодинакова для различных структурных зон и, кроме того, обычно изменяется не только с глубиной, но и по горизонтали, в особенности в зоне от океана к континенту [107]. Ранее считалось, что на континентальной коре должен быть более мощный поток тепла из глубин, так как океаническая кора значительно тоньше и содержание в ней теплогенерирующих изотопов (калия, урана, тория) значительно меньше. Однако средние величины тепловых потоков на континентах и в Мировом океане оказались сопоставимы, но в разных геологических структурах как на континентах, так и в океанах интенсивность тепловых потоков оказалась различной. По данным Е.М. Любимовой [107], наиболее высокие тепловые потоки установлены на континентах в рифтовых системах. Аномально низкий тепловой поток характерен для Украинского кристаллического массива и Балтийского щита. При этом отчетливо просматривается отрицательная корреляция теплового потока с возрастом геологических формаций. Приуроченность аномально высоких потоков к площадям молодой складчатости известна давно, и делались даже попытки классифицировать тепловые потоки по возрастному признаку. На Украинском щите, возраст которого 2,7 млрд. лет, тепловой поток равен  $0,8$  кал/ $\text{см}^2\text{с}$ , а в Байкальской рифтовой зоне, возраст которой оценивается в 20 млн. лет, величина потока составляет  $2,7$  кал/ $\text{см}^2\text{с}$ .

[107]. Тесную положительную корреляцию теплового и гелиевого потоков для различных геологических структур на континенте установил Ю.П. Булашевич с соавторами [25]. Для типичных структур Мирового океана, по усредненным данным Дж. Ферхугена и др. [196], максимальный тепловой поток характерен для срединно-океанических хребтов ( $1,82 \text{ кал}/\text{с} \cdot \text{см}^2$ ), ниже он для окраинных бассейнов ( $1,28 \text{ кал}/\text{с} \cdot \text{см}^2$ ) и минимальный для стабильных участков ложа океана и для глубоководных желобов ( $0,99 \text{ кал}/\text{с} \cdot \text{см}^2$ ). В глубоководных желобах и островных дугах интенсивность тепловых потоков также различна. Так, для глубоководного желоба, отделяющего Тихоокеанскую плиту от Курильской островной дуги, характерен минимальный тепловой поток, а к западу от него в глубоководной впадине между островной дугой и окраинным морем величины теплового потока более высокие. Для значительной части Японского моря характерен также более высокий тепловой поток ( $2,5 \cdot 10^{26} \text{ кал}/\text{см}^2$  и более) по сравнению с таковым для Японской островной дуги и глубоководной впадины в Тихом океане к востоку от этих островов [107]. Особый интерес представляют данные по сопоставлению величины отношения изотопов  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  с интенсивностью теплового потока в структурах Мирового океана и его обрамления, так как кора в пределах океана слишком тонка, чтобы генерировать много тепла, и тепловой поток здесь, несомненно, идет из мантии. Выше отмечалось, что для океанических структур наиболее высокая доля мантийного гелия характерна для флюидов срединно-океанических хребтов [91, 124], областей современного и молодого вулканизма [75, 149], а в термальных источниках островных дуг чем тоньше кора (моложе вулканизма), тем выше отношение  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  [149]. Максимальное количество тепла из недр Земли выносится при извержениях вулканов и термальными источниками в срединно-океанических хребтах, островных дугах и других зонах с повышенной тектонической активностью, и именно для этих структур характерно самое высокое отношение  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ , сопоставимое с таковыми для метеоритов. На примере Исландии, гавайских вулканов и хребта Колбенсай доказано, что основное количество тепла в этих зонах выносится из мантии поднимающимися потоками магмы и флюидов (конвективно) и только порядка 20% его выносится кондуктивно. Связь аномалий повышенных тепловых потоков с подъемом из мантии флюидов и магмы подтверждается электромагнитным зондированием как в Мировом океане, так и на континентах. Под океаническими рифтами на небольших глубинах (30–50 км) установлены зоны разогрева с частичным или полным расплавлением вещества.

Магнитно-теллурическое зондирование подтверждает глубинный характер тепловых аномалий. Как отмечает Е.А. Любимова [107], на Украинском щите, Русской платформе и в Прибайкалье, где тепловые потоки низкие, высокопроводящий слой в мантии Земли залегает на глубинах 300–500 км, а под Байкальской рифтовой зоной поверхность высокой электропроводности установлена на глубинах 40–80 км. Здесь верхняя часть мантии имеет высокую температуру и рифтовая зона характеризуется не только резко повышенным тепловым, но и, как уже отмечалось, повышенным гелиевым потоком и высоким отношением  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ . Следует отметить, что впервые с помощью сейсмических волн наличие магматических камер в недрах Земли доказал Г.С. Горшков [52]. Он установил, что поперечные сейсмические волны, генерировавшиеся на одной стороне Ключевского вулкана, не регистрировались станциями, расположенными на другой стороне вулкана. Магматическая камера, локализованная

на глубине 60 км под этим вулканом, экранировала поперечные волны. Внедрение в геологию геофизических методов исследований позволило установить глубины залегания очагов вулканизма в различных регионах. На основании анализа геофизических данных японские исследователи пришли к выводу о генетической связи многих вулканов островных дуг с глубинами 150–250 км, где мантия усеяна небольшими (десятками километров) магматическими гнездами сферической формы. Ряд исследователей считают, что на глубинах 150 км и более при значительных давлениях вряд ли существуют расплавы. Однако Н.И. Хитаров [203] показал, что, несмотря на высокое давление, базальтовый расплав может существовать на глубинах порядка 150 км.

В Тихом океане в цепи Гавайских островов современные активные вулканы (район о. Гавайя) расположены посредине Тихоокеанской плиты, а не у оси срединного хребта, и, следовательно, их происхождение связано не с рифтовой зоной. По данным К. Мурата и Д. Рихтера, первичная магма Килауэа поступает с глубин 60 км и накапливается в магматической камере близ поверхности части. С помощью геомагнитных, гравиметрических методов и глубинного сейсмического зондирования под кальдерами гавайских вулканов обнаружены мощные столбы базальтового вещества, уходящие в верхние части мантии. Многие исследователи указывали на огромные объемы магмы, залегающие на различной глубине как под действующими, так и под потухшими вулканами Гавайский островов. Несомненно, что вулканизм Гавайских островов связан с фундаментальными процессами, идущими на больших глубинах Земли.

Флюиды из мантии в значительных количествах могут поступать при наличии открытых трещин, уходящих на значительные глубины. В то же время с увеличением глубин систематически возрастает давление, и многие полагают, что на больших глубинах открытые трещины существовать не могут. Однако в связи с гетерогенным строением планеты на стыках блоков всегда имеются долгоживущие ослабленные зоны, прослеживающиеся на значительные глубины. По этим зонам (каналам) к поверхности из недр поднимаются глубинные флюиды. Так, в Северной Америке на континентальном продолжении океанического рифта к востоку от знаменитого разлома Сан-Андреас в Калифорнии прослеживается на 400 км Межгорная сейсмическая зона, составной частью которой является Йеллоустонский национальный парк, на территории которого проявлены гейзеры, фумаролы и грязевые котлы. Здесь насчитывается около 10 тыс. термальных источников, которые сосредоточены в основном в так называемом бассейне гейзеров. Как полагает Х.М. Айер, Йеллоустон представляет собой гигантский вулкан, сформировавшийся около 2 млн. лет назад, а примерно 600 тыс. лет назад произошло сильное извержение, в результате которого образовалась крупная кальдера (80 км в длину и 50 км в ширину). Йеллоустонскую кальдеру относят к горячим точкам планеты, происхождение которых связывают с выделением расплавленного материала мантии под астеносферой. Образовавшаяся магма, проходя через астеносферный слой, внедряется в литосферу и рождает вулканическую область (горячую точку) на поверхности Земли.

Район Йеллоустонского парка и его окрестностей является настоящей страной землетрясений. Здесь ежегодно происходят сотни слабых землетрясений, а к северо-западу от Йеллоустона (район Хебген-Лейк) в 1959 г. на площади почти (1 млн. км<sup>2</sup>) произошло разрушительное землетрясение силой 7,1 балла по шкале Рихтера. Х.М. Айер, анализируя моменты прихода сейсмических волн от удаленных землетрясений, уста-

новил, что под Йеллоустонской кальдерой находится большое количество материала, в котором скорость распространения сейсмических волн меньше, чем в окружающей породе. Область с малой скоростью распространения волн погоризонтали примерно совпадает с кальдерой (85 x 50 км) и уходит в глубину, по-видимому, до 300 км. Исходя из этого, Х.М. Айер полагает, что под Йеллоустонской кальдерой находится трубообразный массив магмы, по которому с больших глубин к поверхности поступает огромное количество флюидов и тепла, проявляющихся на поверхности в виде гейзеров, фумарол и грязевых котлов. При движении к поверхности восстановленные флюиды не только переносят тепло, но и выделяют его при окислительных процессах. Постоянный приток тепла поддерживает породы флюидовода в расплавленном состоянии и после завершения извержения вулкана.

Убедительные доводы в пользу длительной дегазации Земли привел В. Руби [302], который подсчитал суммарное количество летучих веществ у поверхности Земли в современной атмосфере, гидросфере и биосфере (а также летучие, захороненные в древних осадочных породах) и отнял от этой суммы количество летучих, поступившее за счет выветривания кристаллических пород в течение прошлых геологических эпох. В результате он получил избыточное количество воды, углекислого газа, азота, серы и других компонентов. При этом он отметил удивительное сходство между набором избыточных летучих и составом газов при извержениях вулканов. Здесь следует также добавить, что установленный В. Руби набор избыточных летучих отвечает постоянному набору основных компонентов газового-жидких включений в минералах магматических пород. Учитывая отмеченные факты и другие геологические данные, Дж. Ферхуген и др. [196] полагают, что на протяжении всей истории Земли благодаря прежде всего вулканической деятельности атмосфера и гидросфера пополнились летучими и их масса постоянно возрастила. Это особенно хорошо видно на примере Ar, содержание которого в атмосфере нашей планеты самое высокое из всех благородных газов и составляет 0,9 об.%. Подавляющее его количество представлено радиогенным изотопом  $^{40}\text{Ar}$ , образовавшимся в основном в результате радиоактивного распада  $^{40}\text{K}$ . Однако, как отмечают Дж. Ферхуген и др. [196], количество аргона в атмосфере значительно больше, чем могло образоваться в земной коре за всю историю формирования планеты. Учитывая это, К. Турекьян [311] сделал предположение, что скорость выделения аргона из мантии пропорциональна его количеству, присутствующему в ней, и подсчитал возможные ежегодные потери аргона мантией.

Основу газовой фазы флюидов (без учета паров воды) обычно составляют соединения углерода. Этот элемент по распространенности на Земле занимает одиннадцатое место [34] и пятое место в Галактике [42]. Он широко распространен в различных космических образованиях. На звездах спектральным анализом установлены радикалы CH и C, углерод определен в составе Солнца и комет, предполагается наличие этого элемента в межзвездном пространстве. В углистых хондритах I и II типа содержание углерода составляет 2–3%, а в энстатитовых хондритах и углистых хондритах III типа – 0,3–0,2% [42].

Углерод может соединяться с большинством элементов и самыми разнообразными способами. Известны миллионы соединений углерода и только 50 тыс. соединений всех остальных элементов, вместе взятых. В глубинных образованиях кимберлитовых магм установлены карбиды металлов. В разных количествах и формах углерод содержится в магма-

тических, метаморфических и осадочных породах, а также в гидросфере и атмосфере Земли. Максимальные концентрации углерода характерны для образований живой природы, и соединения этого элемента выполняют роль своеобразного мостика, соединяющего неживую и живую материю. В состав белковых молекул входит много элементов, но основой этих элементов всегда является углерод. Столь широкий спектр распространения углерода и его соединений объясняется химическими свойствами этого элемента. В периодической таблице углерод стоит рядом с азотом, но эти два элемента очень сильно отличаются друг от друга по своим химическим свойствам. Температура плавления азота  $-210,5^{\circ}\text{C}$ , а углерод в любой форме является твердым телом с температурой плавления порядка  $4000^{\circ}\text{C}$ . Д.И. Менделеев впервые объяснил это различие свойств полимерным строением свойств углерода. В настоящее время известно, что алмаз и графит полимеры, но только алмаз почти идеально построенный трехмерный полимер, а в графите полимерная упорядоченность распространяется в двух направлениях. При любом способе окисления алмаза он переходит только в  $\text{CO}_2$ , а при окислении графита могут образовываться кислоты различного состава. Углерод всегда четырехвалентен, и даже в  $\text{CO}$  атомы углерода и кислорода соединены 3-ковалентной поляризационной связью.

В различных по глубине образования флюидах их газовая фаза чаще всего представлена в основном соединениями углерода ( $\text{CO}-\text{CH}_4-\text{CO}_2$ ), находящимися в динамическом равновесии. С усилением окислительной обстановки при приближении флюидов к поверхности обычно возрастает доля  $\text{CO}_2$  в газовой фазе, но и в глубинных образованиях этому компоненту часто принадлежит ведущая роль.

Главный окислитель (кислород) и главный восстановитель (углерод) образуют соединение ( $\text{CO}_2$ ), устойчивое в широком диапазоне физико-химических параметров. Именно поэтому углекислый газ фиксируется в самых разнообразных природных образованиях не только земного, но и космического происхождения. Атмосфера Венеры более чем на 90% состоит из углекислого газа. В метеоритах среди включений в минералах  $\text{CO}_2$  фиксируется не только в виде газа, но и иногда в виде жидкой углекислоты [216]. Ю.А. Долгов установил включения жидкой углекислоты в аутигенных минералах, поднятых из больших глубин, и полагает, что на дне океана в определенных условиях концентрируются значительные залежи жидкой углекислоты. Углекислый газ доминирует среди разнообразных включений в минералах магматических, метаморфических и гидротермальных пород и руд [131]. При извержениях различных типов вулканов, активизации грязевых и других термальных источников, поступлении метаморфических и гидротермальных растворов обычно основу газовой фазы (без учета паров воды) составляет  $\text{CO}_2$ .

Из мантии и земной коры в гидросферу и атмосферу непрерывно поступает углекислый газ. Основным механизмом, поддерживающим постоянство состава океана и атмосферы, является фотосинтез [49]. При увеличении содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере скорость фотосинтеза возрастает, а при уменьшении его содержания, наоборот, уменьшается.

Более миллиарда лет хлорофиллоносные растения за счет солнечной энергии в процессе фотосинтеза ассимилируют поступающий из недр углекислый газ. Освобождающийся при этом кислород пополняет атмосферу и гидросферу, а углерод либо рассеивается в осадочных породах, либо концентрируется в месторождениях горючих ископаемых.

Вслед за А.П. Виноградовым [35] большинство исследователей при-

держиваются точки зрения, что не континент, а океан является карбонатным резервуаром, регулирующим содержание углекислоты в атмосфере. Углекислый газ растворяется в водах Мирового океана ( $\text{CO}_2 + \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ ), часть его идет на образование органического вещества в результате фотосинтеза, основное количество углерода осаждается в виде кальцита и доломита. Именно в этих двух минералах, а также в гидросфере Мирового океана и в атмосфере сосредоточено подавляющее количество (99%) углерода земной коры. Большинство исследователей [42, 47, 49] придерживаются мнения, что соотношение  $\text{C}_{\text{карб}}/\text{C}_{\text{орг.}} = 4/1$ . Как отмечает Д. Петерсон [295], по представлению Т. Голда, самой сложной загадкой природы является большое количество неокисленного углерода в виде месторождений горючих ископаемых в земной коре. Если эти месторождения образовались при выходе из глубин двуокиси углерода, они должны были высвободить 20 планетарных атмосфер кислорода за геологическое время. Он полагает, что из недр планеты к ее поверхности просачиваются в сопоставимых величинах двуокись углерода и метан. По его подсчетам, количество углерода, поступившего из глубин в виде метана, сопоставимо с количеством углерода, связанного в карбонатах. Д. Петерсон [295] обращает внимание на то, что при бурении на газ в Пенсильвании они натолкнулись на месторождения чистого метана ниже уровня, где можно было ожидать биогенный источник метана.

Полоса выявленных месторождений с таким метаном приурочена к древнему глубинному разлому. Он подразделяет грязевые вулканы на две группы, из которых одна группа источников характеризуется метаном биогенного происхождения с обязательным присутствием соединений углеродной цепи, а для второй группы характерен чистый метан, поступающий из глубоких слоев Земли. К иным выводам пришла И.А. Лагунова [97], изучившая грязевые вулканы Керченско-Таманской области. Здесь основу газовой фазы грязевых вулканов составляет  $\text{CO}_2$ , и количество его возрастает с увеличением активности вулкана, а количество метана при этом уменьшается. На грязевых вулканах этого региона изотопный состав углерода в метане сопоставим с таковым для газов нефтяных месторождений, в частности, для газов газоконденсатов Краснодарского края. В то же время концентрация углекислого газа в активно действующих грязевых вулканах имеет положительную корреляцию с содержанием в них бора, лития, стронция, а изотопный состав углерода  $\text{CO}_2$  сопоставим с таковым углекислого газа изверженных пород и газов областей активного вулканизма.

Примеры притока мантийного углерода к поверхности нашей планеты приводят А.И. Кравцов [86] по этой же области, где в наиболее активную фазу деятельности грязевых вулканов в составе преимущественно углекислотных флюидов фиксируется до 3% водорода, около 1,5% окиси углерода, а также литий, бор и пары ртути. При этом по изотопному соотношению часть углерода, несомненно, имеет мантийное происхождение. Имеются также убедительные примеры поступления определенного количества метана из мантии. Э.М. Галимов [47], И.А. Петерсилье изучили изотопный состав метана, высвобожденного из закрытых пор хибинита, фокелита, урлита и других минералов Хибинского, Лавозерского и Илли-Мецесского щелочных массивов Кольского полуострова. При этом были приведены веские геологические доказательства в пользу ювенильного происхождения изученных газов. Изотопный состав метана из включений этих минералов отвечает изотопному составу графита вещества мантии [188].

Считается общепризнанным, что в земной коре основное количество метана имеет биогенное происхождение. Однако мы мало еще знаем о газах Земли и глубинах их образования, о чем свидетельствуют примеры из истории открытия месторождений газогидратов и флюидно-газовых потоков с нормально высоким пластовым давлением (АВПД). Только в середине 60-х годов этого столетия впервые обнаружены залежи льдо-подобного вещества под слоем вечной мерзлоты на континентах, на больших глубинах в осадках под поверхностью дна Мирового океана и в толщах ледовых покровов Гренландии и Антарктиды. Оказалось, что при сочетании определенных температур и давлений вода с растворенным в ней метаном загустевает, образуя газовые гидраты – твердые соединения с содержанием газов от 70 до 200 объемов на 1 объем гидрата. По внешнему виду и физическим свойствам газовые гидраты похожи на лед.

В топливно-энергетическом потенциале Земли газ из месторождений газогидратных залежей занимает ведущее место. По оценке специалистов [187], суммарные запасы газа в газогидратных месторождениях Мирового океана и континентов намного превышают общие ресурсы углеводородов в нефтяных и обычных газовых месторождениях и даже на порядок превышают (при сопоставлении в угольном эквиваленте) предельные геологические запасы углей и лигнитов. Значительные запасы гидратов метана предполагаются в Антарктиде, где, по мнению А.А. Трофимука и др. [187], в кайнозое развивалось мощное покровное оледенение и формировалась залежи газовых гидратов. Одновременно с этими процессами на западном побережье Антарктиды имела место интенсивная сейсмическая и вулканическая деятельность. Основные запасы газа предполагаются в газогидратных залежах Мирового океана, 0,9 площади которого, видимо, является глобальной областью газонакопления [187]. В акватории Мирового океана развиты в основном молодые вулканические образования, и океаническая кора здесь очень тонка, поэтому можно предположить, что основное количество метана, сконцентрированное в газогидратных месторождениях, поступало из мантии.

С широким развертыванием глубинного бурения стало очевидным, что ранее недооценивались масштабы концентрации газов, и прежде всего метана, растворенных в водах глубоких горизонтов земной коры (4–10 тыс. м). На этих глубинах вода в зонах геодавления насыщена огромным количеством газа. Проведенные в США исследования показывают, что на глубине 9 км в барреле воды может быть растворено 28 м<sup>3</sup> газа. При проходке скважины вблизи Батон-Руж в Луизиане скважина глубиной 6 км на баррель воды давала 14 м<sup>3</sup> газа, т.е. соотношение газ/вода равно 5/1. Для отдельных районов нередко флюиды с повышенным содержанием метана в то же время характеризовались не только аномально высокими давлениями флюидов, но и аномально высокими пластовыми температурами. Известны случаи, когда АВПД не только достигает значения геостатического давления, но и даже превосходит его [89]. В последние годы все больше накапливается данных, подтверждающих выводы ряда исследователей о выносе значительной части углеводородов из глубинных горизонтов земной коры и мантии.

Интересные факты по включениям нефти и битумов в вакуолях горного хрустали Алдана установил Ф.П. Мельников [126]. Алданское месторождение горного хрустали локализовано в архейско-протерозойских глубоко метаморфизованных толщах. Пролеживающие в этих толщах жилы с горным хрусталем по условиям своего образования сходны с жилами альпийского типа. В районе локализации месторождения гор-

ногого хрустала и на сопредельных территориях какие-либо проявления нефти и газа или даже наличие потенциально нефтегазоносных образований не установлены. Однако в кристаллах горного хрустала Ф.П. Мельников установил 12 разновидностей газово-жидких включений, содержащих в разных количествах углеводороды нефтяного ряда. Причем наблюдается эволюционный ряд с изменяющимся составом от газово-твердых включений, выполненных практически на 100% затвердевшими битумами и газами нефтяного ряда, до газово-жидких углеводородно-водных включений, содержащих щелочные элементы, хлор и нефтяные образования, отвечающие по составу бензину [126].

В стабильных блоках с мощной континентальной корой, где связь с мантией практически утрачена, генерируются и поступают к поверхности коровые флюиды. Значительную роль метаморфических процессов в газовом "дыхании" Земли обосновали А.В. Сидоренко и его последователи [171, 172]. Опираясь на установленную ими широкую распространность в докембрии углеродсодержащих первично-осадочных пород, включающих также газообразные углеводороды, и учитывая поведение углерода при метаморфизме, они сформировали понятие об "углеродном дыхании Земли". Причем были показаны не только масштабы связывания углерода в зоне экзогенных процессов и высвобождения его при метаморфизме, но и поведение при этом воды, кислорода, азота и других компонентов флюидов. А.В. Сидоренко и др. [171, 172] отмечают, что наряду с дегазацией при осадочно-метаморфических процессах необходимо учитывать приток "ювелирных газов дыхания Земли", П.Н. Кропоткин [89] считает, что эти два процесса идут не параллельно, а в тесной связи с привносом глубинной энергии и флюидов.

Расшифровка генезиса углерода и его соединений успешно осуществляется с помощью геохимии изотопов. Интересные данные по изотопному составу углерода, метана, угля и углекислого газа угольных месторождений получены Ф.А. Алексеевым и В.С. Лебедевым [3]. В процессе метаморфизма метан и углекислый газ отделяются от углистой массы, и при этом происходит фракционирование изотопов углерода. Относительно угольной массы углекислый газ систематически обогащен тяжелым изотопом на 0,5–1%; в углероде метана самое высокое относительное содержание легкого изотопа. Причем отношение  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  в метане зависит от степени метаморфизма, и оно последовательно возрастает от ранних стадий метаморфизма к наиболее высоким, приближаясь по значению  $\delta^{13}\text{C}$  к углероду угольной массы: для углерода метана  $\delta^{13}\text{C}$  бурых углей – от 3,5 до 7,4, каменных углей – от 2,5 до 7,0 и антрацита – от 1,0 до 3,8 [3]. Ф.А. Алексеев и В.С. Лебедев при этом подчеркивают, что изотопный состав углерода угольной массы в процессе углефиксации практически не изменяется и находится в пределах вариации значений  $\delta^{13}\text{C} \pm 0,1\%$  [3].

Крайг [243], анализируя изотопные равновесия газов различных степеней окисления, показал, что усиление окислительной обстановки способствует концентрации во флюидах тяжелого изотопа углерода в последовательности образования соединений  $\text{CO}-\text{CH}_4-\text{CO}_2$ . С этими выводами согласуются данные И.Н. Ивановской, Р.Б. Зезина и Э.М. Галимова об утяжелении изотопного состава углерода с переходом от внешних к внутренним зонам роста в кристаллах алмаза. Отношения изотопов углерода с максимальным относительным содержанием легкого изотопа получены для графита и алмазов из метеоритов, в кимберлитах, карбонатах и океанических базальтах, а осадочные известняки и доломиты

имеют самое высокое относительное содержание  $^{13}\text{C}$  [42, 242]. Как отмечают А.А. Маракушев и Н.А. Панеях [117], в ряду  $\text{FeCO}_3\text{--MnCO}_3\text{--CaCO}_3\text{--CaMgC}_2\text{O}_6\text{--MgCO}_3$  нарастают основные свойства карбонатов и последовательно усиливается химическое средство минералов к тяжелому изотопу углерода. Особенно в докембрийскую эпоху, когда происходило мощное накопление доломитовых толщ, в результате фракционирования морская вода обогащалась легким изотопом, а в доломитах концентрировался тяжелый изотоп углерода. В то же время легкий изотоп углерода, по представлениям Вебера, извлекается из морской воды растениями, отчего в морской воде с течением времени возрастает отношение  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ , и, как следствие, возрастает относительное содержание  $^{13}\text{C}$  в морских известняках от древних к молодым образованиям [42, 49]. В связи с этим изменение величины уплотнения  $^{13}\text{C}$  органического вещества осадочных пород является функцией их геологического возраста. Характерно, что в период активного угленакопления (карбоновое или третичное время) отношение  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  резко падает [42]. Для этих же периодов характерно интенсивное изменение океанических базальтов. Вероятно, с вулканизмом связана повышенная концентрация легкого изотопа углерода.

Изучение изотопного состава элементов не всегда позволяет вывести однозначное заключение об интенсивности дегазации Земли в разное время. Так, В.И. Винозодов [37], детально изучив карбонатные толщи Алдана (возраст их превышает 3,5 млрд. лет) и современные карбонаты, получил сходные величины состава изотопов углерода. Учитывая эти данные и соотношения изотопов других элементов в различных образованиях, он пришел к выводу, что атмосфера, гидросфера и биосфера сформировались на ранних этапах геологической истории нашей планеты. В то же время И.Н. Толстыхин и А.В. Сочава [186], используя данные изотопных отношений, провели модельные расчеты и пришли к выводу, что нет обоснованных доказательств катастрофической дегазации Земли на раннем этапе ее развития. Они считают, что уже около 4,3 млрд. лет назад потоки метаморфогенной и ювенильной углекислоты могли быть соизмеримы, а в более позднее время поток метаморфогенного углерода явно преобладал над потоком углерода ювенильного [186].

Убедительные данные в пользу существования постоянного притока углерода к поверхности из высокотемпературных областей Земли приводят Г.И. Войтов [43]. Вслед за Н.Б. Вассоевичем и В.А. Успенским он полагает, что вместе с органическим веществом ежегодно в осадок переводится около  $5,8 \cdot 10^{14}$  г углерода. При этом, по данным В.А. Успенского, углерод, захороненный в осадочном процессе, не гидрируется и при метаморфизме переходит в графит.

По А.П. Виноградову [35], в карбонатах ежегодно фиксируется около  $2,5 \cdot 10^{14}$  г углерода, и, следовательно, из атмосферы Земли и Мирового океана ежегодно извлекается примерно  $8,3 \cdot 10^{14}$  г этого элемента. По расчетам А.Б. Ронова, в породах фанерозоя в результате этого процесса зафиксировано в карбонатах  $71,3 \cdot 10^{21}$  г углерода. В то же время суммарное количество углерода в газах, углях, нефти в атмосфере Земли в различных формах в Мировом океане, а также в живых и отмерших организмах биосфера составляет всего  $9,1 \cdot 10^{21}$ . А.Б. Ронов допускает, что весь углеродный резерв атмосферы, гидросферы и биосферы за фанерозойское время обновился 1850 раз.

Как отмечает Г.И. Войтов, при современных темпах перевода углерода в слаборастворимые соединения кальция и магния, а также при современ-

ных скоростях захоронения органического вещества углеродный резервуар атмосферы будет исчерпан за 500–1000 лет [37]. Вместе с тем содержание углерода в атмосфере и в водах Мирового океана на протяжении длительной истории геологического развития Земли существенно не менялось. Естественно предположить, что дефицит углерода пополняется за счет внешнего источника, благодаря чему в атмосфере, гидросфере и биосфере сохраняется равновесие. Принимая во внимание данные [49] о том, что количество углерода, поступающего на Землю из космоса, на несколько порядков меньше ежегодно захороняемого в диагенезе, очевидно, что дефицит углерода восполняется за счет поступления его из высокотемпературных глубинных слоев земной коры и верхней мантии. Г.И. Войтов [43] считает, что из мантии Земли в атмосферу и воды Мирового океана ежегодно поступает  $8,3 \cdot 10^{14}$  г углерода, фиксированного в углеродистых газах, а за это время при метаморфизме осадочных пород в земной коре образуются углеродистые газы, содержащие не более  $5,5 \cdot 10^{12}$  г углерода. По данным этого автора, соотношение углерода, поступающего с флюидами мантийного и корового углерода, составляет 150 : 1.

Накопленный исследователями обширный материал по содержанию различных соединений углерода во флюидах и по отношению изотопов  $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$  в них позволяет утверждать, что в углеродном "дыхании" Земли ранее и в современный период принимает участие как мантийный, так и коровый углерод.

Таким образом, в связи с гетерогенным строением планеты на стыках неоднородных структур и особенно в океаническо-континентальных рифтах всегда имеются ослабленные зоны (каналы), по которым из мантии к поверхности выносится глубинное вещество и аккумулированное в нем тепло. Тесная приуроченность положительных аномалий поля гелия к глубинным линеаментам земной коры с повышенной проницаемостью, прямая связь интенсивности теплового потока с содержанием в газовой фазе мантийного изотопа гелия как на континентах, так и в океанах, а также положительная корреляция содержаний гелия с глубинными компонентами эманаций однозначно свидетельствуют о значительном поступлении к поверхности мантийных флюидов и в современный период в связи с продолжающейся дегазацией Земли.

## НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ЭВОЛЮЦИИ ФЛЮИДОВ

При рассмотрении вопросов эволюции вещества Земли стало общепринятым использовать в качестве отправного репера данные по метеоритам. Такой подход особенно утвердился после того, как ученые установили, что основная масса метеоритов по своему происхождению относится к Солнечной системе. На нашей планете собрано большое число метеоритов и принято делить их на три основные группы: железные, железо-каменные и каменные. По состоянию на начало 1977 г. из общего числа зарегистрированных в мире метеоритов 62% составляли железные, 32% – каменные, а остальное приходилось на железо-каменные метеориты. В то же время П.Н. Чирвинский, А.Е. Ферсман и другие исследователи полагали, что наиболее часто должны падать на Землю не железные, а каменные метеориты. Это предположение подтвердилось работами японо-американской экспедиции в Антарктиде. Здесь, вблизи станции Шова, японские специалисты обнаружили "Долину метеоритов", где было собрано более 1000 метеоритов, подавляющее большинство из которых относилось

к группе каменных. На земной поверхности трудно находить каменные метеориты, так как они внешне похожи на обычные камни, а в условиях Антарктиды метеориты постепенно накапливались на поверхности ледяного щита, концентрируясь преимущественно в пониженных частях рельефа.

Давно замечено, что распространение химических элементов в метеоритах подчиняется тем же закономерностям, что и в земной коре. И здесь и там наиболее распространены элементы начала периодической системы и четных номеров с явным преобладанием изотопов с ядрами, построенными по типу 4d.

В метеоритах по сравнению с земной корой больше Fe, Ni, Mg, Cr, S и меньше O, Si, Al, Ca и др. При сравнении глубинных пород (габбро, перидотитов и др.) с поверхностными кислыми образованиями видна сходная тенденция. Это позволило еще В.М. Гольдшмидту высказать предположение, что железистые метеориты отражают состав ядра Земли. А.Н. Заварицкий, детально изучавший структуры метеоритов, пришел к выводу, что метеориты образовались в результате распада гипотетической планеты [67]. В. Гуттенберг и К.Е. Буллен, изучая изменение скоростей сейсмических волн на различных глубинах Земли, предложили модель планеты со слоистым строением: кора A; мантия B, C, D; ядро E, F, G [57, 27]. Многие исследователи считают, что определенный класс метеоритов отражает химический состав различных слоев планеты. При этом каменные метеориты в общем виде отражают состав вещества верхней мантии, а железо-каменные метеориты по составу сходны с веществом нижней мантии. Редко встречающиеся углистые хондриты отличаются необычностью минеральных ассоциаций, содержащих фазы, которые, как считают некоторые исследователи, являются ранними конденсатами из солнечной туманности. А. Рингвуд считает, что углистые хондриты более всего отвечают первоначальному веществу, из которого образовалась Солнечная система. Детально рассматривая возможность образования Земли из вещества углистых хондритов, он отмечает, что именно метеориты этой группы содержат больше, чем другие, воды, серы, углеводородов, а температура их образования не превышает 350°С [298].

И. Куширо и М. Зейтц [272] провели эксперименты по плавлению углистого хондрита Алленде и, получив слоистую структуру, подтвердили ранее высказанное В.М. Гольдшмидтом предположение, что ядро Земли в значительных количествах должно содержать никель и серу. Р. Бретт отмечает, что если основываться на отношении Fe/Ni в космосе, то ядро Земли должно содержать около 4% никеля. Следует также иметь в виду, что никель легко сплавляется с железом [237]. Л.В. Альтшулер и другие исследователи на основании экспериментальных данных ударного сжатия и скоростей распространения волн в железо-никелевых сплавах высказали предположение, что в железо-никелевое ядро Земли должны входить более легкие компоненты, понижающие его плотность на 10–20%. Из легких элементов в состав ядра теоретически могут входить сера, кремний, углерод и кислород [4]. Некоторые исследователи высказывали предположения о железо-углеродистом ядре Земли. Проведенные О.Л. Кусковым [95] исследования показали, что повышение температуры и давления благоприятствует растворению углерода в жидком железе и что имеется принципиальная возможность вхождения углерода в состав ядер планет. Однако, по данным этого автора, высокие содержания углерода в железо-никелевом ядре практически исключены.

Большинством геофизиков и геохимиков принят гипотеза о наличии

в ядре Земли кремния и серы, которые понижают плотность железо-никелевой системы. У серы наиболее высокое средство с железом, а повышенное содержание этого элемента в ядре Земликосвенно подтверждается данными о содержании серы в железных метеоритах. Показательно, что содержание серы в коре и мантии ниже, чем в ядре Земли или в углистых хондритах, которые принято считать исходным веществом планет. Н.И. Хитаров полагает, что физически твердое тело ядра Земли, возможно, содержит скомпрессированный газ. Нам представляется, что не только ядро, но и мантия Земли содержит скомпрессированный газ. Как будет показано далее, подтверждают это предположение высокие концентрации газов в мантийных нодулях и глубинных интрузивных породах. Косвенно эту точку зрения подтверждают и данные по метеоритам [203].

При падении на Землю метеориты, несомненно, потеряли значительное количество содержащихся в них газов, но даже оставшееся количество летучих в метеоритах по концентрации выше такового в магматических породах. Следует также заметить, что железные метеориты обладают пористостью, в 5–6 раз превышающей пористость земных изверженных пород. Э. Андерс считает, что метеориты (и планеты) являются смесью материала двух типов: богатых летучими и потерявших летучие при высоких температурах [5]. Г. Мюллер [135] исследовал взаимоотношения между летучими и нелетучими составляющими метеоритов и пришел к выводу, что сумма летучих примерно равна значениям  $C + H_2O + S - 1$ , а отношение  $H/C$  в первом приближении постоянно и составляет 0,5 для всех углистых метеоритов. Изучая углистый хондрит Старое Борискино, Л.Г. Кваша впервые установила хлорит в метеоритах и доказала наличие конституционной воды в данном хондрите, составляющей 8,72% общего веса образца. Еще более высокие содержания воды и других летучих компонентов в углистых хондриатах отмечали и некоторые другие исследователи.

Так, Э.К. Герлинг и Л.К. Левский, изучая содержание гелия, аргона и неона в десятки различных метеоритах, установили необычно высокое парциальное давление гелия (2200 мм рт.ст.) в метеорите Старое Песьяное и пришли к выводу, что такое давление могло сохранить только очень большое космическое тело. Они полагают, что эти данные служат подтверждением гипотезы об образовании метеоритов в результате раз渲а планет [50].

А.П. Виноградов и И.К. Задорожный [36] анализировали содержание инертных газов в 26 метеоритах и пришли к выводу, что большинство каменных метеоритов содержат инертные газы не только первичного, но также космогенного и радиогенного происхождения. Включения в минералах метеоритов установлены давно. Так, еще Г. Сорби [305] наблюдал расплавные включения в оливинах каменных метеоритов. Жидкие (углекислотные) включения в хондриатах впервые качественно были установлены А.А. Ясинской [216] при изучении метеоритов Оханьск, Белополье, Саратов, Червонный Кут и Юртук. Многофазные включения в оливине, пироксене, плагиоклазах метеоритов Никольское и Norton Country описаны Л.Ю. Чупиной [205]. Она наблюдала существенно газовые включения, стекло–газ–кристаллы с преобладанием в газовой фазе водорода и окиси углерода. Для включений стекла с газовым пузырьком ей удалось измерить температуру гомогенизации (1400–1420°). Э. Роддер и Р. Вайблен [300], изучая включения в пироксене, оливине, полевых шпатах из лунных образцов, отметили сходные

Таблица 26  
Состав газовой фазы включенияй в минералах (в об. %)

Компонент	Метеориты					Графит из гипербазитового нодуля вулкана Бострецовский (2)	Алмаз из коллекции Приморского прииска (1)
	железные (5)	железо-каменные (2)	каменные (4)	углистый хондрит (1)	Тектит (3)		
H <sub>2</sub>	46,8	36,1	27,1	17,7	29,8	36,97	18,31
N <sub>2</sub>	0,3	1,3	0,9	1,5	1,8	0,01	36,24
CH <sub>4</sub>	2,4	18,4	33,0	33,2*	9,9	5,34	3,74
CO	24,4	17,3	11,4	11,2	41,5	38,08	12,35
CO <sub>2</sub>	26,1	26,9	27,6	36,4	17,0	19,60	29,36
H <sub>2</sub> O, вес. %	Не обн.	0,0206	0,0895	0,3452	0,3571	—	Не опр.

\*Суммарное количество CH<sub>4</sub> и более сложных углеводородов.

черты этих образований с включениями в минералах метеоритов. И здесь и там включения чаще всего представлены газовым пузырьком, стеклом и кристаллами нерудных и рудных минералов. В обоих случаях в составе газовой фазы одним из основных компонентов является водород.

Нами определен химический состав включений в железных и каменных метеоритах, а также в тектитах. Для снятия возможного загрязнения в земных условиях и получения более точных результатов пробы метеоритов фракции 0,5–0,25 мм кипятились 4 ч в бидистиллированной воде, затем высушивались при 120°С и поступали на анализ газов хроматографическим методом. Проводилось двухступенчатое нагревание каждой пробы (до 600 и 1000°С) с анализом газовой фазы после каждого нагревания. Затем каждая пробы трижды обрабатывалась бидистиллированной водой с помощью ультразвука, и перешедшие из вскрытых включений в раствор компоненты анализировались различными методами по схеме, описанной в работе В.Г. Моисеенко, В.В. Малахова [128]. Полученные данные химического состава включений в минералах метеоритов представлены нами в двух таблицах с пересчетом как на элементарный состав, так и по общепринятой схеме (табл. 26, 27).

Небольшое число определений не дает оснований делать категорические выводы, но даже по этим анализам видно, что минералы метеоритов кристаллизовались в сильно восстановленных условиях. Сумма H<sub>2</sub> + CH<sub>4</sub> + CO от общего количества газов составляет для железных метеоритов 73,6%, железо-каменных – 71,8%, каменных 71,5% (см. табл. 26). Следует также отметить очень высокую долю окиси углерода в тектитах и сильно восстановленные условия при кристаллизации его минералов (см. табл. 26).

В ряду железные – каменные метеориты падает относительное содержание серы и хлора, а доля магния и количество воды возрастают (см. табл. 27). Как будет показано далее, состав включений в минералах метеоритов имеет наибольшее сходство с составом включений в минералах наиболее глубинных магматических образований. Несколько необычен состав включений в тектитах как газовой составляющей, так и других компонентов. Однако особые условия генезиса этих образований не исключают достоверность полученных результатов.

При сравнении состава включений в минералах намечается определенное сходство между метеоритами и наиболее глубинными (типербазитовыми нодулями, алмазами и др.) образованиями Земли (см. табл. 26, 27 и анализы, опубликованные в работах [59, 127, 128, 130]).

Нами проведено сравнение состава солей и газов, закапсулированных в минералах наиболее древних горных пород (табл. 28). Отчетливо видно, что газовая фаза включений в минералах интрузивных пород (гранито-гнейсов, анортозитов) характеризуется повышенным относительным содержанием водорода и окиси углерода. В анионной группе необычно мало хлора, а среди катионов, особенно в плагиоклазах, из анортозитов Джугджурского массива необычно высокое содержание аммония. В то же время самобытен химический состав включений в минералах железистых кварцитов. Эти минералы отложились в мелководных бассейнах океана, и естественно, что в составе газовой фазы нет водорода, но содержание метана и окиси углерода в них значительно (см. табл. 28). Несомненно, что отчасти это может быть связано не столько с захватом при осаждении маточного раствора, сколько с последующим метаморфизмом железистых кварцитов. В кварце и магнетите железистых кварцитов необычно высокие содержания натрия и кальция в группе катионов; в группе анионов высокое содержание соединений серы (см. табл. 28).

При сравнении химического состава включений в минералах, приведенных в этой и других работах [127, 128, 130], намечается определенная эволюция флюидов. Относительное содержание углерода в газовой фазе в ряду от древних флюидов к молодым последовательно возрастало. Закономерность такого рода особенно четко просматривается, если пересчитать соединения элементов газовой фазы включений в минералах на элементный состав и сравнить отношение  $\text{H}:\text{O}:\text{C}$  в различных по генезису образованиях. В общем случае с уменьшением глубины формирования и в ряду от более древних к более молодым образованиям последовательно возрастает доля кислорода и углерода и уменьшается относительное содержание водорода в газовой фазе включений в минералах (рис. 33). В связи с тем что в газовой фазе основным соединением углерода является углекислый газ, можно сделать вывод о последовательном возрастании во времени парциального давления  $\text{CO}_2$  во флюидах. Этот вывод согласуется с закономерным изменением карбонатного осадкообразования в геологической истории. Некоторые черты осадкообразования удобно рассмотреть на фоне изменения содержания кислорода в атмосфере и гидросфере Земли.

На раннем этапе развития планеты, по мнению большинства исследователей, атмосфера была восстановленной, и в первый период источником свободного кислорода служили реакции фотодиссоциации молекул  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  на значительных высотах в атмосфере под влиянием солнечного излучения [188]. Более интенсивная генерация кислорода началась с появлением в древнем океане первых водорослей, которые разлагали углекислый газ на углерод и кислород. Как отмечает Р. Гаррелс [42], в процессе фотосинтеза происходило медленное титрование кислородом восстановленной первичной атмосферы Земли, и она в результате длительной химической эволюции превратилась в современную газовую оболочку. Значительным событием в истории минералообразования было появление свободного кварца. Уже в нижнепротерозойское время интрузии гранитного состава (гранито-гнейсы) формировались на огромной территории [188]. Следующим важным этапом, характеризующим окислительное состояние атмосферы и гидросферы, являются кремнисто-железистые

Таблица 27

Элементный состав включений в минералах метеоритов и тектитов (в ат. %)

Компонент	Метеориты					
	железные			каменные		
	Сихотэ-Алинский (3)	Сеймчанский (1)	Чукотский (7)	среднее из 5	Ф-1976	Ф-1981
Na	2,39	0,42	0,32	0,85	0,74	3,45
K	0,09	0,13	0,13	0,11	0,08	0,07
Mg	1,32	0,06	0,05	0,64	3,23	4,10
Ca	5,24	0,42	0,61	2,72	3,13	1,64
F	0,05	0,0001	0,0001	0,01	0,006	0,02
Cl	3,12	2,66	6,47	3,99	1,44	0,78
Si	0,38	2,46	0,03	0,81	0,002	0,004
S	4,48	0,03	0,03	2,10	0,01	0,01
N	10,36	5,40	1,45	6,60	0,05	0,49
H	48,27	38,17	52,87	47,40	71,67	68,83
C	6,57	17,72	13,80	11,54	6,99	8,08
O	15,23	32,21	23,97	22,18	12,66	17,54

Таблица 28

Состав газово-жидких включений в минералах древних пород

Компонент	Гранат из гранито-гнейсов (3 млрд. лет) Алданского массива		Кварц из железистых кварцитов Кимканскоого месторождения (2 млрд. лет)	
	г-экв/кг H <sub>2</sub> O	экв. %	г-экв/кг H <sub>2</sub> O	экв. %
Na	5,80	87,09	4,12	50,55
K	0,28	4,20	0,24	2,94
NH <sub>3</sub>	0,14	2,10	0,21	2,59
Mg	0,25	3,75	0,24	2,94
Ca	0,14	2,10	3,34	40,98
Σ кг	6,66	100,0	8,15	100,0
F	0,51	8,19	0,56	6,92
Cl	0,24	3,85	1,19	14,71
HCO <sub>3</sub>	5,48	87,96	2,48	30,66
Σ S	Не обнаружено		3,86	47,71
SO <sub>2</sub>	Не определялся			
Σ газ	6,23	100,0	8,09	
H <sub>2</sub>	1,46	55,09	Не обнаружено	
N <sub>2</sub>	Не обнаружено		0,04	2,55
CH <sub>4</sub>	0,13	4,91	0,15	9,55
CO	0,38	14,34	0,47	29,94
CO <sub>2</sub>	0,68	25,66	0,91	57,96
Σ газ	2,65	100,0	1,57	100,0
H <sub>2</sub> O, вес %	30,0919		0,0483	

Метеориты				Тектиты			
Каменные							
Ф-1977	Ф-1978	Ф-1980 (Саратов)	среднее	Ф-1982	Ф-1983	Ф-1984	среднее
0,01	0,06	0,04	1,22	0,66	0,64	0,54	0,63
0,003	0,003	Сп.	0,07	0,06	0,05	0,05	0,05
1,10	0,80	0,49	3,14	9,69	11,16	11,12	10,83
0,48	0,68	0,42	2,53	0,22	2,71	1,60	1,95
0,001	0,002	Сп.	0,01	0,01	0,05	0,07	0,04
0,01	0,04	0,01	1,14	0,30	0,56	0,44	0,48
0,02	0,02	0,005	0,004	0,13	0,12	0,28	0,15
0,16	0,003	Сп.	0,01	0,94	2,00	1,60	1,71
0,15	0,13	0,11	0,15	0,47	9,62	0,85	5,99
76,27	85,29	78,03	71,01	68,87	57,00	54,41	59,32
9,48	1,07	1,07	6,90	2,67	3,94	4,89	3,77
12,32	11,90	19,81	13,80	15,98	12,15	24,15	15,07

Магнетит из железистых кварцитов Кимканско го месторождения (≈ 2 млрд. лет)	Плагиоклаз из анортозитов Джугджурского массива (1,8 млрд. лет)					
	Лангарская часть массива			Геранисинская часть массива		
г-экв/кг H <sub>2</sub> O	экв. %	г-экв/кг H <sub>2</sub> O	экв. %	г-экв/кг H <sub>2</sub> O	экв. %	
4,44	40,40	0,117	1,30	0,153	1,55	
0,90	7,51	0,048	0,53	0,037	0,37	
0,52	4,34	6,576	72,98	6,751	68,41	
1,72	14,36	0,046	0,51	0,103	1,04	
4,0	33,39	2,224	24,68	2,824	28,62	
10,58	100,0	9,011	100,0	9,868	100,0	
0,05	0,32	Не обнаружено				
1,83	11,91	0,36	5,82	0,76	9,52	
7,57	49,25	3,435	55,54	5,16	64,66	
5,92	38,52	Не обнаружено				
Не определялся		2,39	38,64	1,48	18,55	
15,37	100,0	6,185	100,0	7,98	100,0	
Не обнаружено		2,355	15,42	4,28	23,10	
0,05	2,78	0,314	2,06	0,71	3,83	
0,21	11,67	0,911	5,96	0,68	3,67	
0,49	27,22	2,998	19,63	2,57	13,87	
1,05	58,33	8,694	56,93	10,29	55,53	
1,8		15,272		18,53	100,0	
0,0495		0,1487			0,1541	

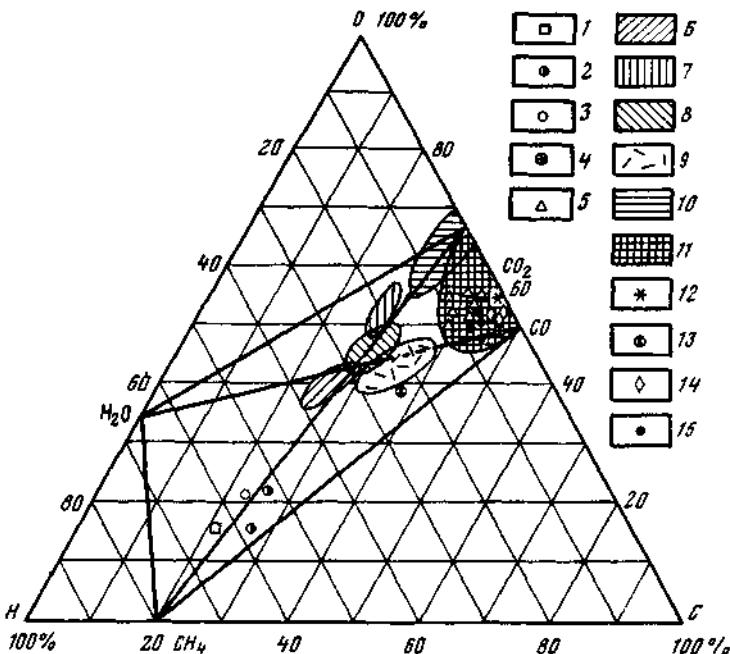


Рис. 33. Диаграмма элементарного состава газовой фазы включений в минералах [130]

1 — алмаз; 2 — каменный метеорит; 3 — железный метеорит; 4 — оливин и пироксен из ксенолитов шпинелевых перидотов океанов; 5 — оливин и пироксен из ксенолитов шпинелевых перидотов континента; 6 — плагиоклаз анортозитов Лантарского массива; 7 — плагиоклаз анортозитов Геранского массива; 8 — кварц и полевые шпаты внутриконтинентальных интрузий среднего состава; 9 — кварц и плагиоклаз внутриконтинентальных эфузивов кислого состава; 10 — кварц и полевые шпаты окраинных интрузий кислого состава; 11 — кварц, полевые шпаты и плагиоклазы кислых вулканитов окраинного пояса; 12 — самородное серебро в вулканических окраинных интрузиях; 13 — самородная платина, ассоциирующаяся с габброидами внутриконтинентального пояса; 14 — оливин и плагиоклаз из троктолитов островных дуг; 15 — оливин и пироксен из плава островных дуг

формации, достигшие максимального развития 2 млрд. лет назад. С периодом формирования железистых кварцитов, видимо, связано появление первых карбонатов, и не исключено, что сами кварциты представляют собой метаморфогенные сидериты [188]. Как отмечает Джейс, пиритовые и в меньшей мере сидеритовые фации содержат заметное количество органического материала, но в образованиях гематитовой фации, отложившейся в мелководных условиях, нет органического материала. Следовательно, и 2 млрд. лет назад в океане и в атмосфере парциальное давление кислорода было достаточным для окисления как железа (до  $Fe_2O_3$ ), так и органического вещества осадков, отлагающихся в мелководных условиях [42].

В нижнем протерозое атмосфера Земли была еще бедна кислородом, что подтверждается находками в отложениях этого возраста окатанной гальки сульфидов и уралитов — минералов, весьма нестойких к окислительной обстановке [188]. В более значительных количествах кислород

в атмосфере появился примерно 1 млрд. лет назад. Именно в это время, по данным А. Энгеля, формируются заметные скопления гипса и ангидриата в гренвильских формациях. Следует напомнить, что глобальное накопление гипсов в породах протекало в пермо-триасовое время, после прошедшего в конце девона заселения континентов растительностью, и, как полагают А.А. Яншин и др. [219], в это время атмосфера приобрела современный газовый состав.

С течением времени параллельно с концентрацией в атмосфере кислорода в земной коре накапливается углерод, причем в значительной части в общих соединениях с кислородом. Среднее содержание органического вещества в осадочных породах, по А.Б. Ронову, варьирует от 0,3% в позднем докембрии до 0,8–0,9% в современных осадках. Рассматривая изменения содержания углерода в земной коре и флюидах разного возраста, необходимо иметь в виду три основных периода угленакопления – каменноугольный, юрский и верхнемеловой, когда в осадочных породах было захоронено значительное количество углерода, а атмосфера пополнилась большим количеством кислорода. Однако несравненно большее количество углерода фиксируется в карбонатных минералах океанических осадков.

В ранние периоды геологической истории условия осадконакопления были неблагоприятны для отложения кальцита. В криптозое, когда парциальное давление углекислоты было ниже по сравнению с таковым в фанерозое, происходило накопление мощных доломитовых толщ, а на рубеже докембria и кембрия – кремнисто-карбонатных толщ. Магний и кальций тесно взаимосвязаны в циклах осадконакопления, и отношение Ca/Mg в карбонатных толщах постепенно возрастает от докембria до современного периода. Последовательное насыщение кислородом не только атмосферы, но и верхних горизонтов земной коры наглядно видно по закономерному уменьшению содержания кислорода (в вес. %) с глубиной в ряду: гидросфера – 86; осадочные породы – 53; гранитоиды – 50; базальтоиды – 44; ультрабазиты – 35 [91]. Таким образом, по данным состава горных пород земной коры и по результатам изучения палеофлюидов (по включениям, законсервированным в минералах) просматривается единая закономерность увеличения относительного содержания кислорода и углерода от более древних к более молодым образованиям.

Как уже отмечалось, многие исследователи, основываясь на данных изотопного анализа, прежде всего водорода и кислорода воды и других компонентов, считают, что газово-жидкая оболочка Земли образовалась на раннем этапе ее формирования, а вода и другие летучие, участвующие в более позднее время в магматических, метаморфических и других процессах, мобилизованы в земной коре. Другие специалисты, признавая значительное уменьшение во времени интенсивности выделения глубинных летучих, полагают, что в газовом "дыхании" участвуют и коровые и мантийные компоненты. Наглядно подтверждается уменьшение газовыделения во времени при сравнении содержания газов в магматических породах, сходных по условиям образования, но значительно отличающихся по возрасту. Так, архейские вулканиты давали примерно 11 объемов газа, а современные вулканические лавы – порядка 0,6 объема [168]. Из приведенных в работе анализов видно, что наиболее "сухими" являются самые молодые и малоглубинные толеитовые магмы океана. И при прочих равных условиях в ряду континент – зона перехода – океан уменьшается газонасыщенность и количество

воды. По сравнению с океаном в окраинном Чукотско-Катаизатском вулканическом поясе "сухие" магмы проявлены реже, но в отдельных его звеньях они пользуются значительным распространением. В Приморском звене этого пояса в основном проявлены вулканические и интрузивные образования, характеризующиеся большой газонасыщенностью и обилием воды. Нижнеамурская зона отличается меньшим количеством воды и относительно повышенным содержанием углерода, а в Охотско-Чукотском отрезке наиболее часто проявлены "сухие" магмы (Магаданский батолит и др.). Здесь, видимо, сказываются прежде всего различия в заложении и развитии отдельных звеньев Чукотско-Катаизатского пояса, на которые обращали внимание Г.М. Власов [39], А.Г. Аблаев [1] и другие исследователи.

Таким образом, общие черты направленного и необратимого развития режима летучих характеризуются постепенным уменьшением газовыделения и большим развитием "сухих" магм, а также эволюцией химического состава флюидов в сторону увеличения относительного содержания кислорода и углерода и абсолютного и относительного уменьшения содержания водорода (см. рис. 33).

По мнению большинства исследователей, основное количество водорода и гелия улетучилось в самом начале формирования планеты. Часть водорода осталась в недрах Земли в свободном состоянии, и некоторое его количество вошло в состав соединений ( $H_2O$ ,  $NH_3$ ,  $CH_4$  и др.). Здесь следует заметить, что не только свободный водород, но и его основные соединения ( $CH_4$ ,  $NH_3$  и  $H_2O$ ) обладают несравненно большей миграционной способностью, чем соединения углерода и серы с кислородом. Зависимость скорости соединений элементов или молекул от температуры — в предположении, что нас интересует лишь сама величина скорости и не интересует направление движения, — выражается следующим уравнением Максвелла:

$$\bar{c} = \frac{8k^{1/2}}{\pi m} T^{1/2}, \quad (1)$$

где  $k$  — постоянная Больцмана ( $1,381 \cdot 10^{-23}$  Дж/К);  $m$  — масса частицы, кг (получается умножением атомной или молекулярной массы на  $1,6605 \cdot 10^{-27}$ );  $T$  — абсолютная температура (градусы К);  $\bar{c}$  — средняя скорость частицы, см/с;  $\pi = 3,14$ . Из уравнения (1) следует, что  $\bar{c}$  линейно зависит от  $T^{1/2}$  и увеличивается с уменьшением массы частицы. Другими словами, при одной и той же температуре средняя скорость более легких частиц должна быть больше, чем тяжелых. В табл. 29 показаны средние скорости различных газов при температурах 25 и  $1000^{\circ}\text{C}$ . По средним скоростям приведенные газы можно условно разбить на следующие основные группы: 1) водород, гелий; 2) метан, аммиак, пары воды; 3) азот,  $CO$ , кислород; 4) сероводород,  $HCl$ , фтор; 5) углекислый газ,  $SO_2$ , хлор. Учитывая приведенные данные, можно ожидать определенное эволюционирование газов во времени.

Многие исследователи неоднократно обращали внимание, что часто на сравнительно небольшой площади выделяется несколько участков с развитием флюидов, различающихся по своему составу [91, 89]. Так, в Азербайджане в районе Большого Кавказа во флюидах преобладает углекислый газ, на Альшеронском полуострове — метан, а в Талышском хребте — сероводород и азот [89]. Различие состава флюидов, проявленных на большой площади, объясняют либо разной глубиной источника газа, либо

Таблица 29

Средние скорости различных газов (в см/с) при различных температурах

Компонент	Temperatura, °C		Компо-нент	Temperatura, °C		Компонент	Temperatura, °C	
	25	1000		25	1000		25	1000
H <sub>2</sub>	1769,3	3657,6	Ne	559,2	1156,0	F <sub>2</sub>	407,7	842,4
He	1256,2	2596,8	N <sub>2</sub>	474,8	981,6	Ar	397,5	821,7
CH <sub>4</sub>	628,1	1298,4	CO	474,6	981,2	CO <sub>2</sub>	378,7	782,8
NH <sub>3</sub>	608,8	1258,4	O <sub>2</sub>	444,1	918,0	SO <sub>2</sub>	314,0	649,0
H <sub>2</sub> O	592,0	1223,8	H <sub>2</sub> S	430,5	889,9	Cl <sub>2</sub>	298,4	616,9
HF	561,6	1161,0	HCl	416,1	860,2			

реакциями компонентов флюидов или реакциями, протекающими при взаимодействии флюида с вмещающей средой. Нам представляется, что сложный по составу флюид, состоящий из компонентов, имеющих резко различные скорости диффузии, будет постепенно расслаиваться по вертикали, а при значительном изменении температуры и давления возможно либо разделение, своего рода ликвация флюидов, либо вскипание и отделение некоторых компонентов газовой фазы.

Исходя из представлений об эшелонировании во времени компонентов флюида, можно предполагать, что в наиболее ранней газовой оболочке Земли или другой планеты должен преобладать водород и гелий, затем метан, аммиак, пары воды. При благоприятном развитии планеты (при наличии водной оболочки и фотосинтеза) следует ожидать формирования азотно-кислородной атмосферы, а на завершающем этапе развития — углекислотной. Судя по приведенным материалам, характеризующим изменение химического состава палеофлюидов во времени, а также состава газов современных вулканов и изотопного состава элементов термальных источников, наша планета вступила в фазу углекислотного дыхания, когда из мантии Земли поступают в основном соединения углерода с кислородом, хлор и частично сера, а поступление водорода и ювенильной воды значительно уменьшилось.

Химическая эволюция атмосферы Земли подчеркивалась многими исследователями, большинство из которых (Юри, Холланд, Френи и др.) придерживались точки зрения, что в ранний период развития оболочки состояла из восстановленных газов (прежде всего водорода и метана). В процессе окисления сформировалась современная атмосфера планеты. А.П. Виноградов [35] разделил историю атмосферы на три фазы: древнюю (пары воды), переходную (азотная атмосфера) и современную (оксисфера). А.Л. Яншин и др. [218] выделяют три основных типа атмосферы в геологической истории Земли: 1) азотно-аммиачно-углекисловая (архей-ранний протерозой); 2) кислородно-углекисло-азотная (средний протерозой — силур); 3) углекисло-кислородно-азотная (девон — кайнозой). При этом они отмечали, что разрушение ранней, богатой аммиаком атмосферы способствовали древние водородные, которые разлагали углекислый газ на углерод и кислород, причем конечными продуктами взаимодействия последнего с аммиаком являлись вода и азот. Вторая смена атмосферы произошла в позднем девоне, когда наземные растения заселили сушу, ускорение процессов фотосинтеза привело к соотношению компонентов, отвечающему современному типу атмосферы. Приведенные

примеры (высказывания других исследователей) в общем правильно отражают главную тенденцию развития газовой оболочки Земли, сформированную Р. Гаррелсом и другими: современную атмосферу можно представить как следствие медленного титрования кислородом исходной восстановленной системы. Нам представляется, что в уточненном варианте в истории развития атмосферы по главным компонентам можно выделить следующие основные фазы: 1) короткоживущая гелиево-водородная; 2) аммиачно-метановая; 3) азотно-пароводяная; 4) кислородно-азотная. В настоящее время Земля вступила в очередную фазу развития с преимущественно углекислотным газовыделением. В связи с этим наметилась тенденция уменьшения относительного и абсолютного содержания водорода во флюидах и, как следствие, количества воды в земной коре.

Вывод о том, что Земля вступила в углекислотную фазу газовыделения, косвенно подтверждается сравнением с развитием других планет. Марс имеет значительно меньший радиус по сравнению с Землей, и углекислотная фаза газовыделения на этой планете практически завершается, а разряженная атмосфера Марса состоит преимущественно из двуокиси углерода. Венера и Земля имеют сходные радиусы, но в связи с разным расстоянием от Солнца на Венере не было благоприятных условий для формирования водной оболочки и развития жизни и, как следствие, для образования на этой планете кислородно-азотной атмосферы. Венера миновала эту фазу, значительно опередив в своем старении Землю, и находится сейчас в завершающей (углекислотной) фазе своего развития. В отличие от нее Земля только вступает в углекислотную фазу, но жизнедеятельность человека значительно ускоряет развитие стадии старения нашей планеты. Главным препятствием на пути развития углекислотной фазы является водная оболочка Земли. Слой озона сверху защищает все живое на планете от губительного внешнего жесткого излучения, а водная оболочка снизу предохраняет живую материю от насыщенных вредными компонентами коровых и мантийных флюидов. Поэтому чрезвычайно важно, сохраняя и увеличивая растительный покров (и прежде всего лесные массивы), защитить водную оболочку Земли. Заселение суши растительностью и усиление фотосинтеза способствовали качественному изменению состава атмосферы, благоприятной для жизнедеятельности человека. Уменьшение лесов, воды и расширение засушливых областей Земли в конечном счете ускорят формирование углекислотной атмосферы планеты. Содержание углекислого газа в атмосфере в настоящее время всего 0,03%, но в последнее десятилетие концентрация  $\text{CO}_2$  в воздухе растет со скоростью 0,2% (от ее общего количества) в год. Закономерно повышается от древних палеофлюидов к более молодым содержание хлора в группе анионов. В океанической воде хлора содержитсѧ 1,93%, в то время как в земной коре кларк этого элемента всего 0,20%. Продолжающаяся концентрация хлора (врага всего живого) в гидросфере представляет большую опасность для живой материи.

## ВЗАИМОСВЯЗЬ ЭВОЛЮЦИИ ФЛЮИДОВ ЗЕМЛИ, ВУЛКАНИЗМА И ОРУДЕНЕНИЯ

Проблема флюидов Земли является ключевой в решении ряда спорных геологических вопросов, и она давно волнует исследователей. С учетом известных данных и своих анализов нами сделана попытка по составу включений в минералах природных образований качественно реконструировать состав палеофлюидов и проследить характер изменения их при движении к палеоповерхности, а также показать роль флюидов как генераторов и проводников магмы. Изучение состава газовой фазы включений в минералах затруднено тем, что давление и температура действуют на равновесие газовой смеси флюидов диаметрально противоположно. Если с увеличением давления в газовой смеси возрастает доля двухатомных молекул (воды, углекислого газа и др.) и идут процессы окисления водорода и углерода, то с повышением температуры, наоборот, возрастает доля одноатомных молекул (водорода, окиси углерода и др.). Так, к примеру, в алмазах в составе включений нередко фиксируется до 30–40% воды и порядка 25–30% углекислоты от общего количества газовой фазы при значительном содержании азота (табл. 26; [283, 284]). Таким образом, алмаз, образующийся в очень восстановленных условиях, содержит в вакуолях окисленные формы водорода и углерода. Как справедливо отмечает А.А. Маракушев [113], соотношения  $\text{CO}_2$ – $\text{CO}$ – $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ – $\text{H}_2$  – это "призраки", за которыми не всегда целесообразно гоняться. Более полную информацию дают анализы, представленные как в виде соединений, так и пересчитанные на элементный состав газовой фазы и проверенные расчетами газовых равновесий.

Особенно важно проводить пересчет на элементный состав результатов анализов газовой фазы, полученных хроматографическим методом с термическим вскрытием включений в минералах. При нагревании минерала неизбежно происходят реакции между газами и нарушаются соотношение различных соединений, хотя элементный состав включений практически остается неизменным. Изучая по включениям в минералах состав не только постмагматических, но и магматических флюидов, необходимо учитывать наряду с газовой и жидкой фазами также и твердую фазу, определяя различными методами полный компонентный состав включений.

### ИЗМЕНЕНИЕ СОСТАВА ФЛЮИДОВ В РЯДУ ОКЕАН – ЗОНА ПЕРЕХОДА – КОНТИНЕНТ

Сравнивая состав палеофлюидов вулканических зон различных элементов глобальной структуры – Тихого океана и его обрамления, необходимо учитывать, что в отличие от кристаллизации минералов на глубине при вулканических явлениях (в приповерхностных условиях) флюиды по отношению к расплаву являются избыточной фазой, выделившейся при снижении давления при продвижении магмы вверх по колонне.

Данные прежде всего по газовой фазе в этом случае только частично могут быть использованы для выяснения их роли в процессе петрогенеза и рудопереноса. Большой информативностью обладают газы, законсервированные в кристаллических фазах в интрапеллурический период. Применение современных методик извлечения таких газов с использованием газовой хроматографии позволило установить, что специфика магматизма

Таблица 30  
Состав газов в лавах базальтовых формаций Тихого океана, зоны перехода и азиатской окраины

Место взятия, порода	CO <sub>2</sub>		CO	
	ммоль/кг	экв.%	ммоль/кг	экв.%
<b>Базальты океана</b>				
Базальты океанических рифтов	15,98	68,1	2,16	9,2
Оливиновые базальты океанических островов	8,60	68,2	1,51	12,0
<b>Базальты континента</b>				
Щелочногипсовый базальт	8,02	67,5	2,84	23,9
Толеиты	13,04	80,9	2,71	16,8
<b>Островные дуги</b>				
<i>Малая Курильская</i>				
Щелочногипсовый базальт	16,46	61,5	2,01	7,5
Толеит	28,42	77,3	2,87	7,8
<i>Большая Курильская</i>				
Базальт (толеит)	77,14	89,4	5,37	6,2
<b>Окрайние моря</b>				
<i>Японское</i>				
Базальт	21,87	84,7	2,73	10,6
Щелочногипсовый базальт западных островов (Уллындо, Чукотка)	48,60	93,7	1,82	3,5
Меймечит	11,19	68,1	0,37	2,3

как в отдельных блоках Земли, так и в вулканических ареалах обусловлена особенностями флюидного режима, который во многом влияет на условия кристаллизации и состав пород.

Это определяется тем, что газовый режим оказывает существенное влияние на температуру генерации магм и последующую эволюцию расплава, на перенос рудных компонентов и их отложение в верхних горизонтах. Анализ данных по составу газов и лав из различных зон Азии дает основание считать, что взаимодействие газовых флюидов и магматических расплавов является одним из факторов, контролирующих эволюцию вулканизма и рудообразования. Влияние флюидов на зарождение и эволюцию магматических расплавов рассматривалось многими советскими и зарубежными учеными [83, 114, 277].

Анализ газов из включений в минералах пород базальтоидных формаций структурных элементов Тихого океана выявил следующие особенности. В рифтовых зонах в минералах в составе включений среди газов, помимо воды, которая составляет 80–90% общего объема флюидов при высоком содержании углекислого газа, значительную долю составляют восстановленные газы, а среди них преобладает водород. Пределы колебания составов находятся в узком интервале величины (табл. 30). Кроме того, для них характерны очень низкие соотношения K/Na как в расплавах, так и в солевом составе включений в стекле (табл. 31).

Щелочные оливиновые базальты, развитые в пределах вулканических островов и океанических вулканических поясов (Гавайская цепь, Императорские горы и др.), по сравнению с рифтовыми отличаются меньшим содержанием водорода. Возможно, это связано с окислением флюидов по мере увеличения и консолидированности структур. Как полагают

CH <sub>4</sub>		H <sub>2</sub>		N <sub>2</sub>	
ммоль/кг	экв.%	ммоль/кг	экв.%	ммоль/кг	экв.%
0,31 2,16	1,3 17,1	5,0 0,33	21,4 2,7	— —	— —
0,27 0,14	2,3 0,9	0,64 0,22	2,3 0,4	0,12 —	1,0 —
0,70 3,64	2,6 9,9	6,46 0,85	24,1 2,3	1,15 1,00	4,3 2,7
1,20	1,4	2,56	3,0	Сп.	—
0,08 0,35	0,3 0,7	0,12 0,86	0,3 1,6	0,03 0,26	0,1 0,5
0,50	3,0	4,38	26,6	—	—

А.А. Маракушев и Л.Л. Перчук [118], это может быть обусловлено реакциями окисления следующего типа:  $\text{CH}_4 + 0,5 \text{ O}_2 = \text{CO} + 2\text{H}_2$ ,  $\text{H}_2 + \text{O} = \text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO} + 0,5 \text{ O}_2 : \text{CO}_2$ .

Колебания состава газов в зависимости от состава пород различных групп островов значительные. Наиболее близки к толеитам рифтовых зон базальты островов, расположенных у Восточно-Тихоокеанского поднятия или вблизи трансформных разломов (о. Пасхи, Сан-Феликс и др.). Одним из важных в теоретическом отношении является вопрос о соотношении толеитовых и щелочных базальтоидов как в пределах структур Тихого океана, так и вообще в геологии. Существует много критерий, которые позволяют выделять их как самостоятельные образования или как связанные между собой. Изучение флюидного режима пород этих формаций на примере структур Тихого океана показало различие в содержании восстановленных и окисленных газов, что, возможно, связано с уровнями генерации расплавов. Но возможен и эффект подкисления или ощелачивания, связанный с флюидно-магматическим взаимодействием в магматической колонне. Как показали геофизические работы в пределах зоны гавайских действующих вулканов, такие колонны разогретого вещества уходят на значительные глубины в мантию, где связываются с основными зонами генерации расплавов. Пульсационное внедрение таких расплавов, возможно, приводит к сложным взаимоотношениям щелочных и толеитовых базальтов (например, на вулканах Гавайских островов).

Более сложные взаимоотношения вскрываются в скв. 165 и 169, пробуренных в Центрально-Тихоокеанской котловине, вблизи поднятия Лайн, где отмечаются толеитовые щелочные разности, часть из которых,

Таблица 31  
Солевой состав флюидных включений в вулканических породах Тихоокеанского пояса

Место взятия, порода	K	Na	Ca	Mg	Cl	$\Sigma$
	ммоль/кг	ммоль/кг	ммоль/кг	ммоль/кг	ммоль/кг	ммоль/кг
Рифтовые зоны, базальт	0,01	10,26	3,73	1,27	0,67	0,18
Океанические острова, базальт	0,04	0,92	2,11	1,01	0,22	0,40
Континентальные						
Щелочные базальты	0,12	1,70	3,06	3,92	0,27	—
Толеиты	0,08	0,16	1,2	0,71	0,04	—
Дно окраинных морей (Японское), базальт	0,02	1,82	2,6	1,05	0,04	—
Островные дуги						
Большая Курильская						
Базальт (толеит)	—	26,25	2,93	2,72	0,73	—
Трахибазальт	0,20	—	3,33	3,65	0,85	0,10
Андерзит	0,01	26,91	2,51	1,49	0,11	—
Малая Курильская						
Трахибазальт	—	—	4,21	1,40	0,43	—
Базальт	—	2,12	3,6	1,49	0,09	—
Андерзит	—	0,86	2,09	0,97	0,12	—
Континентальные вулканические пояса						
Окраинный, липариты	0,13	—	1,59	2,22	—	—
Внутренняя зона, андерзиты	0,11	—	1,69	1,77	0,53	0,34

возможно, связана с подводным выветриванием. По микроэлементам, особенно по уровню Ni, Co и Cr, выделяются щелочные базальты, встречающиеся в скв. 170, которые, видимо, можно считать мантийными, внедрившимися в базальты второго слоя.

Следует кратко остановиться на характере распределения хлора и фтора, поведение которых рассматривалось ранее в соответствующих разделах. Суммируя эти данные, можно отметить, что существуют два уровня их распределения: в глубинных, в условиях ликвидусной кристаллизации минералов, и в остаточных расплавах в близповерхностных камерах. В связи с этим выделяется несколько типов распределения: а) высокий уровень фтора по отношению к хлору от стадии зарождения до извержения толеитовой и субщелочной серий океанических поднятий (Гавайи, Самоа и т.д.); б) резкое накопление фтора к заключительным этапам (Фиджи, Таити, Восточно-Тихоокеанское поднятие); в) хлоридный тип — высокий уровень хлора в первичных и остаточных расплавах (базальты Галапагосского рифта и др.). Островные дуги, развитые по периферии океанического бассейна, на стыке океанической плиты и зоны перехода, характеризуются интенсивным многообразным вулканизмом. При этом состав базальтов начальных фаз извержения для двойных дуг, таких, как Курильская, различен, а направление дифференциации Большой и Малой дуг имеет свои особенности. Малокурильский островодужный комплекс дифференцирует от толеитов к щелочным базальтам и трахибазальтам. Эволюция газовой составляющей лав начинается от

сильно восстановленных флюидов, в которых доля водорода равна 24%. Толеиты последующей фазы сопровождаются повышением количества окисленных газов ( $\text{CO}_2 = 77\%$ , табл.), а количество водорода сокращается в несколько раз. Субщелочные базальты этого комплекса по составу газов, законсервированных в минералах, близки к первичным базальтам дна океана. Наиболее щелочные разности и сиениты резко обогащаются окисленными газами и водой, что способствует дифференциации в мало-глубинных камерах. Базальты Большой Курильской дуги, относимые к глиноземистым базальтам, отличаются резким увеличением окисленных газов (до 89%). Таким образом, с увеличением мощности коры и ее консолидированности увеличивается доля окисленных газов в составе флюидов.

Заслуживает внимания характер эволюции газов в известково-щелочной и толеитовой сериях Большой Курильской дуги. Породы известково-щелочной серии характеризуются значительно более высоким уровнем общего объема флюидов, среди которых преобладают вода и  $\text{CO}_2$ , что их отличает от более "сухих" толеитовых серий. Как полагают некоторые исследователи, размещение серий прежде всего обусловливается мощностью коры, что, возможно, и определяет более окисленный характер флюидов в известково-щелочной среде. Но данные по островам средней части дуги {о. Симушир}, где кора имеет субокеаническую мощность, показывают, что здесь развита серия, для которой характерен состав газов, близких к известково-щелочной серии. Напрашивается вывод, что проявления известково-щелочной серии прежде всего контролируются составом флюидной фазы и в меньшей степени мощностью коры.

Распределение фтора и хлора, изученное на примере пород различных фаций и формационной принадлежности, показывает, что на всех уровнях кристаллизации расплавов выдерживается хлоридный тип (преобладание хлора над фтором в 10 раз и более). И лишь в некоторых структурах фтор накапливается в поздних кислых калиевых дифференциатах. Для них характерны типы минерализации оловянная, олово-полиметаллическая и др. Натрово-хлоридная специфика большинства вулкано-экструзивных образований определяет и основной тип оруденения — медно-сульфидный.

В лавах окраинных морей, образование которых, как было показано выше, связано с процессами разного порядка, по петрологическим данным намечаются две группы пород по составу газов. В базальтах дна Японского моря газы близки к островодужным, но отличаются низким содержанием водорода. По ряду петрохимических, петрографических и геохимических признаков они также аналогичны базальтам островных дуг. А базальты бассейна Лау (море Фиджи) близки к примитивным толеитам [269]. Состав флюидов щелочных базальтоидов западных островов Японского моря (Уллындо, Чукто) отличается от состава газов, закапсулированных в базальтах дна морей, что, видимо, связано с различным их происхождением (см. табл. 30). На основании геофизических, геологических и петрологических данных была предложена модель формирования коры центральной части дна окраинных морей в результате рифтинга [269].

Газы вулканических образований континентальных поясов различаются по составу и эволюции между собой: по соотношению окисленных и восстановленных форм углерода, по соотношению углерода и водорода и т.д. Общим для них является высокий уровень окисленных газов и значительная доля воды в общем объеме газов. Вариации составов во многом

**Таблица 32**  
**Состав газов в вулканических породах окраинных и внутриконтинентальных зон Тихоокеанского пояса**

Зона, форма- ция	H <sub>2</sub>			N <sub>2</sub>			CO мг/кг
	мг/кг	мг/моль/кг	об.%	мг/кг	мг-моль/кг	об.%	
<b>Окраинный Сихотэ-Алинский пояс</b>							
Андезитовая	2,31	1,16	3,10	45,87	1,64	4,40	41,00
Липаритовая	8,81	4,42	19,2	60,18	2,15	6,85	10,80
<b>Внутриконтинентальные формации</b>							
Андезитовая	0,86	0,43	1,20	44,98	1,61	5,86	54,52
Липаритовая	14,43	7,21	29,33	47,1	1,68	8,02	108,2

**Таблица 33**  
**Состав включений в минералах вулканических комплексов Сихотэ-Алинского пояса**

Компонент	Приморский* (Тернейская, Милоградовская <sup>2</sup> )		Сияновский (Маргаритовская)	
	г·экв./кг H <sub>2</sub> O	экв. %	г·экв./кг H <sub>2</sub> O	экв. %
Na	48,54	14,19	—	—
K	14,64	4,28	—	—
Mg	18,25	5,34	—	—
Ca	260,59	76,19	—	—
Fe	—	—	—	—
	342,02	100,00	—	—
F/Cl	0,21	—	1,15	—
F/Cl <sup>3</sup> *	—	—	—	—
H <sub>2</sub>	0,82	27,25	1,11	8,43
N <sub>2</sub>	0,11	5,19	0,16	3,53
CH <sub>4</sub>	7,40	10,42	0,60	1,77
CO	0,94	23,68	2,08	31,36
CO <sub>2</sub>	8,58	33,60	13,48	54,91
H <sub>2</sub> O	0,72	—	1,62	—
H	36,83	36,83	—	9,14
C	—	26,66	—	35,18
O	—	36,51	—	55,67

\* Комплекс.

<sup>2</sup> Структура.

<sup>3</sup> F/Cl в вес.%.

объясняются теми глубинными особенностями, которые свойственны вулканическим зонам — окраинно-материковым и внутриконтинентальным. Составы газов и их эволюция в каждой структуре представлены в табл. 32. Анализ этих данных показывает, что состав, строение и эволюция вулканических комплексов, их рудная минерализация взаимосвязаны с флюидным режимом и имеют свои особенности. Остановимся на основных. В окраинно-материковых структурах в изученных породах андезито-

CO		CH <sub>4</sub>		CO <sub>2</sub>		CO <sub>2</sub> / (H <sub>2</sub> + CH <sub>4</sub> )	
мг-моль/кг	об.%	мг/кг	мг-моль/кг	об.%	мг/кг	мг-моль/кг	об.%
1,46 6,08	4,11 15,55	2,66 9,35	0,17 0,57	0,47 1,70	4421,9 1030,4	100,51 23,40	87,90 56,72
1,94 3,86	5,67 13,72	2,58 8,66	0,16 0,51	0,58 2,04	2370,6 689,7	53,87 15,65	86,68 48,87

Самаргинский (Пластунская)		Богопольский (Березовская)		Богопольский (Михайловская)	
г-экв/кг H <sub>2</sub> O	экв.%	г-экв/кг H <sub>2</sub> O	экв.%	г-экв/кг H <sub>2</sub> O	экв.%
—	—	—	—	9,03	57,85
—	—	—	—	4,31	27,61
—	—	—	—	0,38	2,43
—	—	—	—	0,68	4,36
—	—	—	—	1,21	7,75
—	—	—	—	15,61	100,00
—	1,32	—	—	1,92	—
—	—	—	1,50	—	0,80
0,36	8,88	3,78	25,35	1,59	26,65
0,02	1,82	0,99	3,58	0,21	2,75
0,04	1,00	0,18	0,99	0,08	1,22
1,03	34,45	25,88	54,43	1,66	17,47
1,20	53,85	2,27	15,64	6,43	51,91
0,78	—	0,21	—	0,65	—
—	8,96	—	25,26	—	26,67
—	35,21	—	33,98	—	27,38
—	55,83	—	40,76	—	46,51

вой формации газы, закапсулированные в минералах, отличаются высокой степенью окисленности, и среди них доминируют CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O.

При сопоставлении с составом газов андезитовой формации островных дуг и внутриконтинентальных зон выявляется их более высокая степень окисленности. Вследствие этого на диаграмме (см. рис. 33) они занимают положение на конноде CH<sub>4</sub>—CO, ближе к CO<sub>2</sub>. Породы липаритовой формации, представленные комплексами различной степени дифференциро-

ваннысти, кремнекислотности и соотношений К/Na, характеризуются широким разнообразием соотношений флюидов. В породах приморского комплекса весьма высокая доля водорода (табл. 33), а отношение С/Н (атомное соотношение) близко к 1, степень окисленности газов мала ( $C + H_2O$ ) — около 1,2 (в Тернейской и Маргаритовской структурах). Во фланговой части пояса в Нижнеамурской зоне в составе комплекса возрастает доля углерода ( $C/H = 13$ ) и растет степень окисленности. Высокая доля водорода в породах комплекса, особенно свойственная южной части пояса, а также большой объем летучих, видимо, обусловили высокую степень взрывоопасности вулканизма этого этапа, наличие игнимбритов больших объемов. Изучение стекол в игнимбратах показывает, что механизм их образования, возможно, связывается в ликвацией [166].

Сияновский комплекс представлен широким спектром пород (от андезитов до ультракалиевых липаритов), значительной долей окисленных газов, высоким отношением  $H_2O/H_2$  (см. табл. 33). В породах комплекса вместе с повышением количества калия отмечается увеличение фтора. Отношение F/Cl в этом комплексе весьма неустойчиво, что связано с дифференциацией и резкой контрастностью. Такая особенность проявляется и в геохимической специализации — серебряной и фтористо-бериллиевой. Последняя наиболее ярко проявлена в западных структурах (Березовской, Якутинской, Ороченской и др.). Высокий уровень фтора, особенно в экструзивных фациях, способствует проявлению ликвационных стекол в экструзиях, резко различных по составу, что было отмечено Г.В. Ботряковым.

В самаргинском и особенно в богопольском комплексах характер газов в западных (центральных частях сводов) и восточных структурах (по периферии сводов) и характер газовой составляющей резко различны (см. табл. 33). Если в восточных структурах (Михайловской, Аввакумовской и др.) степень окисленности газов велика, то в западных она мала, доля соотношения восстановленных газов, особенно CO, высока. Здесь устойчивы муссонит, железистый гранат и графит. Для комплекса характерны накопление фтора (появление флюорита в акцессории), оловянная и редкометальная специализации в ультракислых и калиевых экструзиях (Якутинская, Березовская, Ороченская и другие структуры). Следует отметить, что некоторые структуры могут рассматриваться как магматогенно-рудные системы, в которых происходит длительный путь развития и дифференциации. Именно к ним приурочены рудные месторождения. Флюидный режим таких систем характеризуется устойчивой тенденцией и определенной специализацией. Такой системой являются структуры Березовского, Ороченского вулканических ареалов, которым в общем свойственны высокий уровень флюидной фазы, восстановленность и их углеродный профиль.

Контрастная формация в окраинном поясе, представленная в структурах двух районов Сихотэ-Алинского пояса — Нижнеамурского (Бухтынская и Масловская и др.) и Центрально-Сихотэ-Алинского (Кедровская, Зевско-Соболевская и др.), по составу газов имеет черты сходства и различия: высокое отношение С/Н во всех комплексах (особенно в рудоносных) обеих структур, но высокая степень окисленности и резко хлоридный тип в нижнеамурских комплексах в отличие от Кедровской структуры, в которой проявлена калиево-фтористая петрохимическая эволюция при относительно высокой степени восстановленности газов ( $C + H_2O$  более 1). С кислыми породами этой формации связывается близповерхностная редкометальная минерализация (табл. 34).

Таблица 34

Состав включений в минералах вулканических пород контрастной формации Нижнеамурской зоны

Компонент	Андерзит		Дацит	Липарит	Базальт	Минералы	
	г·экв/кг H <sub>2</sub> O	экв.%		вес.%		г·экв/кг H <sub>2</sub> O	экв.%
Na	12,06	52,34	—	—	—	25,21	47,97
K	8,64	37,51	—	—	—	14,34	27,29
Mg	0,92	3,99	—	—	—	1,11	2,12
Ca	0,01	0,04	—	—	—	6,58	12,52
Fe	1,41	6,12	—	—	—	5,31	10,10
Сумма	23,04	100,00	—	—	—	52,55	100,00
F/Cl	5,96	—	—	—	—	0,36	—
F/Cl*		0,21	0,67	0,30	0,33		0,23
H <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	3,84	21,56
N <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	0,60	7,12
CH <sub>4</sub>	—	—	—	—	—	0,35	1,75
CO	—	—	—	—	—	4,42	31,69
CO <sub>2</sub>	—	+	—	—	—	3,57	37,80
H <sub>2</sub> O*	—	—	—	—	—		0,70
H	—	—	—	—	—	—	21,88
C	—	—	—	—	—	—	31,27
O	—	—	—	—	—	—	46,85

\* F/Cl и H<sub>2</sub>O в вес.% .

Формация платобазальтов (кизинский комплекс, Шкотовское плато) и щелочная оливин-базальтовая, представленная трубками в западных и центральных частях Приморья, по составу газов отличаются прежде всего соотношением окисленных и восстановленных форм углерода (табл. 35). По сравнению с базальтами островов океана в них роль водорода в составе восстановленных газов сокращается. Намечаются колебания содержаний H<sub>2</sub>, CO и CO<sub>2</sub>, а также H<sub>2</sub>O в различных горизонтах плато, что приводит к колебаниям минеральных парагенезисов — появлению оливин- и пироксенсодержащих покровов в разрезе толеитовых плато. Потеря летучих или их накопление влияют на выплавление и кристаллизацию базальтовых магм.

Во внутренних континентальных вулканических зонах состав флюидов и их режим значительно отличаются от окраинных прежде всего устойчивостью на всем протяжении развития вулканализма, особенно кислого. Более ранний пикрит-щелочно-базальтовый (даянский), соответствующий началу заложения наложенных вулканических структур, отличается высокой долей восстановленных газов, высоким содержанием фтора, что привело к контрастности и сильной дифференциации, которая наиболее хорошо проявлена в субвулканических интрузиях [109].

Высокий уровень восстановленных газов, и особенно водорода (хотя по уровню значительно ниже предыдущего), характерен и для пород андерзитовой формации (лакский, станолирский, турильский комплексы, табл. 36). "Сухость" магмы приводит к тому, что в породах комплекса проявленна толеитовая тенденция (накопление железа), кристаллизация железистого граната при высокой глиноземистости. По мере накопления

Таблица 36  
Состав включений в минералах базальтоидных формаций

Компонент	Толеитовая (платобазальтовая)		Щелочная (оливин-базальтовая)	
	г/экв/кг H <sub>2</sub> O	экв.%	г/экв/кг H <sub>2</sub> O	экв.%
Na	32,86	53,02	17,13	73,84
K	7,72	12,45	4,88	21,03
Mg	6,67	10,76	0,07	0,30
Ca	14,52	23,42	0,52	2,24
Fe	0,22	0,35	0,60	2,59
Сумма	61,99	100,00	23,20	100,00
F/Cl	0,10	—	0,10	—
F/Cl*	0,75	—	0,62	—
H <sub>2</sub>	2,98	19,04	—	—
N <sub>2</sub>	0,61	5,13	—	—
CH <sub>4</sub>	0,37	1,82	—	—
CO	7,38	52,29	—	—
CO <sub>2</sub>	2,43	21,72	—	—
Сумма	13,77	100,00	—	—
H <sub>2</sub> O*	0,12	—	—	—
H	—	21,40	—	—
C	—	34,96	—	—
O	—	43,64	—	—

\* F/Cl и H<sub>2</sub>O в вес.%.

Таблица 36  
Состав включений в минералах вулканических пород Баджальской зоны

Компонент	Базальт (6)		Андерзит (16)	
	г/экв/кг H <sub>2</sub> O	экв.%	г/экв./кг H <sub>2</sub> O	экв.%
Na	15,41	34,65	7,37	66,04
K	3,99	8,97	1,25	11,20
Mg	—	—	0,51	4,57
Ca	25,08	56,38	2,03	18,19
Fe	—	—	—	—
Сумма	44,48	100,0	11,16	100,0
F/Cl	14,03	—	3,18	—
F/Cl*	1,43	—	1,67	—
H <sub>2</sub>	—	—	—	—
N <sub>2</sub>	—	—	—	—
CH <sub>4</sub>	—	—	—	—
CO	—	—	—	—
CO <sub>2</sub>	+	—	—	—
H <sub>2</sub> O*	—	—	—	—
H	—	—	—	—
C	—	—	—	—
O	—	—	—	—

\*F/Cl и H<sub>2</sub>O в вес %.

летучих и увеличения их окисленности в породах комплекса толеитовая тенденция сменяется известково-щелочной (появление роговообманковых серий и т.д.). Натрово-хлоридный характер и высокая восстановленность флюида обусловливают медно-золотой тип минерализации. Наиболее четко это проявлено на примере пурильского комплекса [161].

Липаритовая формация во внутренних континентальных зонах, в сводовых поднятиях, проявилась наиболее широко. Состав газов всех комплексов характеризуется высокой долей восстановленных флюидов, и особенно водорода (см. табл. 36). Эта особенность хорошо иллюстрируется диаграммой (см. рис. 33), где породы этого комплекса по газам тяготеют к центральной части по коннодре  $\text{CO}_2-\text{CH}_4$ . Отношение C/H мало, что говорит об углисто-водородном типе газов. Толеитовая тенденция (накопление железистых гранатов (до 80–95%), устойчивости муассонита и графита.

Эволюция флюидного режима в обоих типах вулканических зон поясов (окраинном и внутреннем) показывает разный его характер (табл. 37). Сравнивая состав флюидов в магматических формациях в ряду океанические структуры – рифтовые системы, в которых формируется кора океанов через океанические сооружения (Гавайи, Таити) различных этапов развития к островным дугам, где происходит создание континентальной коры, и к континентальным структурам, в которых магматизм связан с деструкцией уже сформированной коры, можно проследить характер изменения флюида и магматизма. В этом направлении происходит усложнение магматических процессов, возрастает роль структур фундамента, где формируются промежуточные очаги и полигенные расплавы, происходит взаимодействие флюид–расплав–кора. В этом же направлении происходит в общем увеличение степени окисленности первичного флюида в расплавах, извергнутых на поверхность. Если флюи-

Дацит (11)		Липарит (15)		Минералы (20)	
г-экв /кг $\text{H}_2\text{O}$	экв %	г-экв/кг $\text{H}_2\text{O}$	экв.%	г-экв./кг $\text{H}_2\text{O}$	экв. %
5,5	65,40	3,23	80,95	41,08	42,65
1,49	17,42	0,76	19,05	21,04	21,84
0,06	0,71	–	–	2,03	2,11
1,13	13,44	–	–	30,83	32,01
0,23	2,73	–	–	1,34	1,39
8,41	100,0	3,99	100,0	96,32	100,0
0,99		0,67		0,10	
2,00		1,20		–	
–	–	–	–	2,27	26,30
–	–	–	–	0,29	3,52
–	–	–	–	0,34	3,11
–	–	–	–	2,97	28,08
–	–	–	–	5,64	38,67
–	–	–	–	0,31	–
–	–	–	–	–	27,76
–	–	–	–	–	27,54
–	–	–	–	–	44,68

Таблица 37

Эволюция газовой составляющей флюидов позднемезозойских вулканитов

Зона, формация, комплекс	Об. % газов					
	H <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	CO	CH <sub>4</sub>	CO <sub>2</sub>	CO <sub>2</sub> /(H <sub>2</sub> +CH <sub>4</sub> )
<b>Окраинный пояс (Сихотэ-Алинский)</b>						
Андинитовая	0,15	0,72	0,45	0,10	98,58	325,5
Липаритовая						
Приморский	29,44	1,32	16,69	1,96	50,54	1,61
Самаргинский	8,28	11,84	11,01	1,32	67,55	7,03
Богопольский	5,26	4,98	16,92	1,38	71,45	11,01
<b>Внутриконтинентальные (Баджальская)</b>						
Андинитовая						
Нижний	0,84	1,04	2,08	0,11	95,93	100,17
Верхний	—	7,91	3,94	0,14	85,22	150,30
Липаритовая						
Нижний	22,00	1,51	10,69	0,82	64,98	2,85
Верхний	33,01	11,27	15,23	2,65	37,85	1,26

ды в рифтовых системах и первичных океанических базальтах по составу глубинного флюида приближаются к природным соединениям, которые формировались в условиях высоких давлений, температур, низкого давления кислорода, то в лавах островных дуг и наложенных континентальных поясов они уже представлены растворами более высокой степени окисленности.

### ВЗАИМОСВЯЗЬ ЭВОЛЮЦИИ ФЛЮИДОВ, ВУЛКАНИЗМА И РУДООБРАЗОВАНИЯ

Широкое внедрение термобарогеохимических исследований в сочетании с термодинамическими расчетами газовых равновесий и экспериментальным моделированием позволяет восстановить первичный флюид.

Попытки реставрации физико-химических условий кристаллизации минералов с помощью термодинамических расчетов и экспериментальных данных рассмотрены в работах Н.И. Хитарова [204], А.А. Маракушева и Л.П. Перчука [118], Э.Б. Эпельбаума [214], Н.С. Никольского [140] и др. При этом созданы приемы расчета равновесных концентраций газов на основе математического моделирования в поликомпонентных системах для заданных температур и давлений [260, 45]. И все же результаты этих расчетов в большинстве не удовлетворяют условиям равновесия, исходя из реальных геологических обстановок. Наиболее удовлетворительными являются принципы моделирования равновесных составов поликомпонентных фаз, изложенные в методике Н.С. Никольского [140]. Они позволили проверить аналитические данные по составу газов (полученные при вскрытии включений в интрапеллурических минералах с помощью газовой хроматографии) и отобрать те результаты, которые удовлетворяли параметрам равновесия  $P_{\text{общ}} - t, f_{\text{O}_2}$ . При этом предполагалось, что в магматических расплавах газы находятся в равновесии между собой, а также с жидкими и твердыми фазами. Следовательно, субликовидусная кристаллизация минеральных фаз в магмах проходила в условиях равно-

весия с флюидной частью, растворенной в расплаве, и, как показывают расчеты, для основных магм, соответствующих полю устойчивости железа. В дальнейшем происходит повышение окислительного потенциала до уровня устойчивости фаялита. Таким образом, о характере флюидных фаз можно судить по расчетам с использованием летучести кислорода, фиксируемым равновесиями с участием минеральных фаз, а также буферными смесями [140]. Основной вывод, полученный на основе термодинамических расчетов, заключается в том, что глубинные флюиды являются восстановленными, метаново-водородными, а кристаллизация глубинных магматических расплавов происходит в окислительно-восстановительных условиях, соответствующих буферу железа.

На основании этой методики представляется возможным определение параметров равновесия газовых смесей по аналитическим данным, а следовательно, решение многих вопросов магматизма. Анализ такого материала на примере некоторых структур Тихого океана, зоны перехода и континентальной окраины показывает, что роль флюидов в магматизме и эволюции является определяющей и имеет свои отличительные особенности как в каждой из них, так и в отдельных структурах. Прежде всего обратимся к анализу особенностей вулканогенных образований и эволюции магматизма океанических структур. Своебразны породы дна океанов и океанических островов. В континентальных структурах трудно найти аналоги океанических пород, которые бы полностью повторяли петролого-геохимические характеристики последних. Это выражается в соотношениях петрогенных окислов и малых элементов и поведении редкоземельных элементов, что в какой-то степени подтверждает глобальную асимметрию континентальной и океанической частей планеты. Нечто подобное обнаружено и на Луне, что заставляет предполагать либо изначальную протопланетную асимметрию, либо существенную дифференциацию материала литосфера в начальные периоды развития Земли. Но существует своеобразие составов пород для отдельных структур и блоков внутри океана, что позволяет на фоне общей закономерности океанических магматических пород выявить специфику эволюции, которая зависит от глубины формирования расплавов и участия в этом процессе глубинных флюидов и последующей дифференциации. Один из основных вопросов петрологии вулканических пород океана — соотношение щелочных и толеитовых серий. Этот вопрос затрагивался во многих работах как советских, так и зарубежных геологов [208, 116, 213].

Существуют два взаимоисключающих представления относительно толеитов и щелочных базальтов: 1) щелочные базальты являются самостоятельными и более глубинными; 2) щелочные породы — производные толеитовой магмы. Анализ материалов, полученных при драгировании и бурении дна океана, показывает, что океанические толеиты слагают обширные пространства структур океанического дна и представлены своеобразным типом — низкокалиевыми толеитами. Щелочные базальты известны только на островных или подводных возвышенностях с более развитой корой. На островах также развиты толеиты, составляющие большую часть фундамента, но в отличие от океанических толеитов они более калиевые и титанистые и характеризуются несколько иным уровнем редких элементов, что позволяет выделить их в группу островных толеитов. Толеиты этой группы по составу значительно варьируют, отличаются прежде всего содержанием калия и титана. Более того, устанавливается корреляционная зависимость между содержанием этих окислов и глубинным строением, особенно мощностью коры (базальтового слоя). Таким

образом, среди островных толеитов трудно выделить дискретные группы.

Щелочные базальты слагают самостоятельную серию, отличающуюся от островных и океанических толеитов по составу как петрогенных окислов, так и малых элементов. Особенно это касается поведения таких элементов, как Rb, Cs, Sr, Ba, La, K, Ti, Zr, Nb, V, и характера их накопления в процессе эволюции. Так, неоднократно отмечалось различное поведение Rb, Cr, Sr, Ba и других элементов в толеитовых и щелочных базальтах, особенно отношение K/Rb, Sr/Ba и т.д. [251, 259].

Если подойти с позиции самостоятельности толеитовой и щелочной магм как производных разноглубинных зон генерации, то многие особенности состава и характера распределения этих элементов в толеитовых и щелочных магмах легко объяснить, учитывая влияние потока глубинных флюидов, на роль которых в петrogenезисе магматических расплавов указывали Д.С. Коржинский [81], А.А. Маракушев [116] и др. Высокая восстановленность глубинного флюида, состоящего в основном из водорода и углерода, способствует выщелачиванию из пород мантии элементов, обладающих в кислотно-основном ряду согласно принципу кислотно-основного взаимодействия более щелочными свойствами. Глубинные флюиды и расплавы экстрагируют более щелочные элементы и обогащаются ими. В связи с этим при возрастании глубины экстракция таких элементов, как рубидий по отношению к калию, цезий по отношению к рубидию, барий по отношению к стронцию, возрастает, что отмечается в щелочных базальтах; в толеитах – обратные соотношения.

В более глубинных породах одновременно возрастает роль тугоплавких элементов (Mg, Cr, Ni, Co), но соотношение тугоплавких и легкоплавких элементов сдвигается в сторону легкоплавких (Ti, V и т.д.). Это соответствует механизму селективного плавления. Согласно нашим данным на основе термодинамических расчетов устанавливается, что первичный флюид имел существенно водородно-метановый состав при весьма низкой фугитивности кислорода ( $\lg f_{\text{O}_2} = 12-16$ ), высоких температурах ( $t = 1250-1340^\circ\text{C}$ ) и давлении. Объем флюидной фазы в океанических базальтах весьма мал. Объем флюидной фазы в расплаве возрастает в 2 и более раза от толеитов океанического дна к островным толеитам и щелочным базальтам (табл. 38).

Обогащение остаточных расплавов в промежуточных очагах флюидами, среди которых появляется вода в значительных количествах, а также фтор, приводит к ликвационным явлениям. Так, на о. Пасхи кислые обсидианы (комендиты) в экструзивных фациях обогащены фтором и водой, обладают расслоением, а по характеру распределения микрозлементов и тугоплавких окислов ( $\text{MgO} = 0,1$ ) они являются "рафинированными" кислыми расплавами – производными первичной толеитовой магмы.

Показателем глубинности магм являются величина связи и положительные корреляционные соотношения K/Ti, K/Ni, K/Co, K/Cr и другие, для которых с глубиной такие связи усиливаются. Анализ таких данных, приведенный в соответствующих главах, показывает, что наиболее высокой коррелятивной связью отличаются щелочные лавы о. Таити. В меньшей степени это характерно для щелочных пород Гавайских островов, еще в меньшей степени – для базальтов островов Восточно-Тихоокеанского поднятия, а в рифтовых долинах и океанических толеитах дна океана проявлено весьма слабо.

Резюмируя все изложенное по океаническому вулканализму, можно

Таблица 38

Параметры газового режима в вулканических структурах океана и островных дуг

Комплекс, порода	$H_2O$ , ммоль/кг	V, см <sup>3</sup> /кг	C/H	C+H/O	$CO + H_2/CH_4$	$CO/CO_2$	F/Cl во включениях	F/Cl в остаточных расплавах
<b>Океан</b>								
<i>Восточно-Тихоокеанское поднятие</i>								
Толеит	128,0	278,5	1,70	0,84	21,08	0,03	0,05	2,5
<i>Галапагосскийrift</i>								
Толеит	171,0	346,0	2,45	0,75	14,36	0,09	0,11	0,55
<i>Острова Восточно-Тихоокеанского поднятия</i>								
о. Кокос	913,4	1,59		0,98	7,94	0,30	—	—
<i>о. Пасхи</i>								
Толеит	753,2	1,67		0,61	6,81	0,18	—	4,0
Липарит	270,1	821,0	2,01	0,64	15,51	0,45	—	0,90
<i>Гавайи</i>								
Толеит	1113,3	3,95		0,79	25,05	0,29	0,99	1,2
Щелочной базальт	2225,0	1,08		0,51	116,1	—	—	—
<i>Таити</i>								
Базальт	1049,0	6,78		0,63	39,17	0,17	0,21	2,0
<i>Самоа</i>								
Щелочной базальт	566,2	6,15		0,70	100,1	0,70	0,06	0,6
<i>Островные дуги</i>								
<i>Малая Курильская</i>								
Толеиты Трахибазальт	983,6	1,61		0,89	24,88	0,02	0,16	2,0
	2641,0	—		—	—	—	0,02	1,66
<i>Большая Курильская</i>								
Толеиты Известково-щелочной комплекс	1281,0	17,85		0,55	8,55	0,1	0,07	0,4
	4715,9	9,18		0,63	26,54	0,30	0,03	0,7

сделать следующие выводы: а) особенности состава базальтоидов структурных элементов океана определяются глубиной генерации, стимулируемой потоком сквозьмагматических флюидов, которые экстрагируют элементы на различных уровнях в мантии, не свойственные ей (некогерентные: K, Rb, Sr, Ba и др.), и обогащают их расплавы; б) наименее глубинными и более "сухими" являются океанические толеиты (генерация островных толеитов, а тем более щелочных базальтоидов проходила при больших глубинах и флюидном потоке); в) увеличение мощности коры, особенно под островными системами в океанах, сопровождается появлением промежуточных очагов при вулканических процессах, в которых происходит накопление флюидов, их окисление и дифференциация.

Степень дифференциированности находится в прямой зависимости от состава и количества флюидов. Резкое увеличение их к заключительным этапам формирования структур приводит к появлению дифферен-

цированных серий типа о. Пасхи (оливиновые толеиты — гавайиты — муджиериты — бенмореиты — трахиты и риолитовые стекла), или толеитовой серии островов Гавайи (толеитовые базальт-исландит-риодакиты), или щелочных — натрового или калиевого направления (острова Гавайи, Таити, Кергелен и др.).

Кислые дифференциаты толеитовой и щелочной серий, как правило, занимают небольшие объемы. С ними связаны зоны изменения и переработки пород гидротермальными растворами. В океанических структурах неизвестны сколько-нибудь заметные рудопроявления, но наличие горячих рудоносных рассолов вдоль активных зон вулканизма, обнаруженных во многих районах дна океана и приуроченных к долгоживущим тектоническим и вулканическим центрам, показывает возможность образования рудных залежей только в тех структурах, для которых характерен длительный и устойчивый вулканический процесс, сопровождаемый устойчивым флюидным потоком и глубокой дифференциацией.

Возможно, что приуроченность скоплений богатых рудными элементами конкреций к трансформным разломам связана с выносом на океаническое дно рудных эманаций гидротермами из магматических резервуаров, сосредоточенных вдоль этих разломов. Но создание рудно-магматических долгоживущих систем в пределах тонкой океанической коры представляется весьма редким явлением. Они возникают там, где существует долгоживущая магматическая система, связанная с зоной разломов, уходящей глубоко в мантию, вдоль которой проходит циркуляция флюидов.

Островодужные системы, представляющие собой границы континентального и океанического блоков, характеризуются иным составом продуктов и интенсивностью вулканических процессов. Прежде всего резко возрастает газовая фаза при вулканизме, что приводит к катастрофическим извержениям глубинных расплавов. Коэффициент эксплозивности, который отражает степень участия флюидов при извержениях, наглядно иллюстрирует влияние газов при островодужном вулканизме. Если в океанических бассейнах коэффициент эксплозивности не более 3%, в платформенных извержениях около 17%, то в островодужных он возрастает до 95% [158]. В островных дугах эксплозивность возрастает вследствие более высокого флюидного потока, хотя начальные стадии формирования вулканитов, как правило, отличаются небольшой ролью флюидов.

В островодужных поясах выделяются три магматические серии: толеитовая, известково-щелочная и щелочная (шошонитовая). В "зрелых" островных дугах, а также в двойных дугах намечается зональность в расположении этих серий. Как правило, большинство исследователей намечают последовательный ряд от толеитовой к щелочной серии, от океана в сторону континента. На примере Курильской дуги зональность имеет сложные взаимоотношения как по латерали, так и в вертикальном направлении. Так, щелочные породы малокурильской формации распространены восточнее основного пояса толеитов Большых Курил, а еще восточнее, на вале Зенкевича, драгированием установлены щелочные базальты. В пределах Большых Курил латеральная зональность выдерживается не всегда. Так, например, лавы вулкана Атсонопури, расположенного в западной фланговой зоне, отличаются толеитовым составом, более низким содержанием калия, чем восточные базальты, и т.д. Кроме латеральной зональности, существует и продольная (вдоль оси дуги), которая связывается многими исследователями с влиянием коры.

Сравнение островодужных толеитов с океаническими показывает глубокие отличия между ними. Для островодужных толеитов характерны низкие уровни сидерофильных элементов, низкая калиевость и щелочность, титанистость, высокая глиноземистость. Появление известково-щелочной серии, в которой доминируют андезиты (наряду с петрогохимическими особенностями, а также флюидным режимом), позволяет предполагать другой механизм их формирования. Однако в составе серии имеются вулканиты основного состава, отличающиеся более высокими концентрациями сидерофильных элементов (особенно хрома). Таким образом, можно предполагать, что существуют разные уровни генерации основных расплавов.

Особое место в вопросе о происхождении вулканитов островных дуг занимают андезиты. Для объяснения их генезиса привлекается несколько механизмов: кристаллизационной дифференциации, ассоцииации корового материала, подкорового выплавления [51, 52, 65, 270, 254]. Надо отметить, что ни одна из предположительных точек зрения удовлетворительно не объясняет геологические и петрогохимические особенности андезитов островных дуг. Известково-щелочные серии часто имеют сложные взаимоотношения с толеитами, но в отличие от последних они характеризуются повышенным количеством флюидов и высокой эксплозивностью. Анализ распределения этой серии относительно глубинного строения и мощности коры на примере Курильской, Алеутской и других дуг показывает, что нет определенной взаимосвязи между мощностью коры и развитием известково-щелочной серии в островодужных поясах. Изменяющийся как по составу, так и по объему флюидный поток контролирует толеитовую и известково-щелочную тенденции магматических расплавов. Часто проявляющаяся "толеитовая" направленность дифференциации в известково-щелочных сериях определяется высокой долей восстановленных флюидов. Увеличение количества окисленных газов, и особенно воды, изменяет характер эволюции расплавов. Это отражается и в минеральном составе (появление большого количества пироксеновых разностей с магнетитом).

Поведение в магнетитах таких микрозлементов, как ванадий, титан, и их соотношения с окислами железа определяются фугитивностью кислорода. Она наибольшая в "обводненных" андезитах и дакитах известково-щелочной серии. Как показали результаты анализа газов в породах островных дуг, состав газов и его объем колеблются в значительных пределах. Это относится к соотношению окисленных и восстановленных газов в минеральных фазах различных стадий кристаллизации. На основе предварительных термодинамических расчетов по малочисленным аналитическим данным можно считать, что основу флюидного потока составляли прежде всего водород, метан и, видимо, сера. Окисление их проходило на различных уровнях, что оказывало существенное влияние на эволюцию расплава.

Сложное динамическое равновесие между флюидом и расплавом, а также пульсационный характер проявления газового режима определили, с одной стороны, сложные взаимоотношения серий, а с другой — общий петрохимический профиль, свойственный островодужным сериям, прежде всего их низкую калиевость и титанистость, являющуюся, видимо, следствием не малоглубинного генезиса, а высокой динаминости первичного флюида и большого потока, вынесшего калий, титан и другие компоненты за пределы магматических резервуаров. Возможно и другое объяснение этого явления: высокая степень окисления первичного флюида

Таблица 39

Параметры газового режима в вулканических структурах континентальной окраины

Формация, комплекс, структура	H <sub>2</sub> O, ммоль/кг	V, см <sup>3</sup> /кг
Окраинный Сихотэ-Алинский пояс		
Липаритовая		
Приморский	61107,0	47452,4
Татаркинский	8521,0	22551,6
Сияновский	16174,0	24031,0
Экструзии	5472,0	197065,0
Самаргинский		
Тернейская	7840,3	18444,0
Соболевская	18566,7	98187,5
Нижнеамурская	—	46102,0
Богопольский		
Михайловская	6526,5	14215,3
Березовская	5830,0	17232,0
Соболевская	4997,0	38379,0
Шандуйская	916,5	2631,0
Констрастные формации (базальт-липаратовые)		
Кузнецовский		
Кедровская	9836,0	38379,0
Зеевско-Соболевская	9836,0	11375,0
Бухтаинская		33675,0
Куцинский		
Кедровская	11450,0	36674,0
Колчанский		
Бухтаинская	8886,0	22671,5
Масловская	1224,0	3376,6
Платобазальтовая		
Кизинский		
Бухтаинская		7050,6

(водорода) — до воды, которая в данном случае уже является щелочным компонентом, обусловливающим экстракцию из пород фундамента кремнезема. О значительных объемах флюидного потока, сопровождающего андезитовый вулканизм в островных дугах, говорят результаты газового анализа (см. табл. 38), а также огромные массы пирокластического материала. Появление больших объемов андезитов, видимо, явилось следствием флюидно-магматического взаимодействия, при котором первичный базальтовый расплав обогащался кремнеземом и щелочами, привнесенными флюидами. Кислый вулканизм как самостоятельная фаза в островодужных поясах, как правило, отсутствует или выражен небольшими объемами: экструзиями, пирокластическими потоками, лемзовыми образованиями и игнимбригами "малых объемов". При этом они несут признаки дифференциатов базальтовой магмы, что выражается в петрохимическом, минералогическом составе и характере распределения микроэлементов.

В островодужных поясах, особенно в "зрелых" дугах, формируются магматогенно-рудные системы, представляющие собой долгоживущие магматические очаги с глубокой дифференциацией и проявлениями экструзионных фаций кислого состава, вдоль которых проходила длительная циркуляция флюидов и гидротерм. В пределах таких систем формируются месторождения. В континентальной окраине наиболее широко

C/H	C + H/O	CO + H <sub>2</sub> /CH <sub>4</sub>	CO/CO <sub>2</sub>	F/Cl в первичном включении	F/Cl в остаточном расплаве	
Окраинный Сихотэ-Алинский пояс						
0,72	1,74	8,86	1,25	0,9	1,25	P <sub>2</sub>
13,0	0,76	54,0	0,05	0,65	0,8	тет
3,85	1,80	22,48	0,57	0,17	2,2	биг
3,38	1,05	69,90	3,0	0,4	2,5	
4,5	0,88	43,33	0,63	0,9	1,0	
3,82	1,29	—	0,10	—	1,0	
3,65	0,85	18,74	0,16	0,06	0,15	4 бт
5,5	0,62	36,1	0,33	0,4	0,9	
0,90	1,67	80,5	3,48	0,7	1,6	
2,38	1,19	5,54	3,62	—	1,0	
2,0	1,37	24,1	2,51	—	—	
Контрастные формации (базальт-липаритовые)						
5,32	1,60	—	0,11	0,4	1,1	
4,50	0,79	6,9	0,30	0,05	0,30	
4,50	1,25	0,01–283	0,03–12,4	—	0,9	
8,10	0,87	—	—	0,1	0,3	
12,10	1,01	—	—	—	—	
2,10	0,80	—	—	0,03	0,6	

проявлена известково-щелочная серия с высокой эксплозивностью извержений (до 95–99%). Количество флюидов в породах континентальных поясов по сравнению с океаническими и островодужными поясами возрастает на порядок (табл. 39). В этом отношении наиболее высокой долей флюидов среди континентальных поясов отличаются окраинные – Восточно-Сихотэ-Алинский и другие, в которых кислый вулканализм, представленный в основном игнимбритовой фазой, составляет одну из особенностей феноменальных явлений, сравнимую только с андезитовым вулканализмом островных дуг. Таким образом, намечается связь между высоким уровнем флюидного потока и большим объемом кислых вулканитов и обратная корреляция с мощностью коры. Эти и другие признаки дают возможность предполагать подкоровый характер флюидного потока, проподицирующего выплавление кислых газонасыщенных магм либо из верхней мантии, либо из пород базальтового слоя, который здесь увеличен по сравнению с соседними блоками.

Безусловно, проблема происхождения кислых расплавов – одна из самых сложных. Сейчас все больше появляется сторонников более глубинного генезиса кислых магм, однако непосредственное выплавление кислых расплавов из мантии вряд ли возможно. Для этого, согласно данным Куширо [270], необходимо высокое давление воды, что трудно предполагать на основании данных современных экспериментов. По

результатам наших исследований включений в минералах ультраосновных пород, содержание воды значительно меньше 1%.

Повышение уровня воды, отмечаемое для некоторых минералов из ксенолитов, очевидно, объясняется заимствованием из вмещающих базальтов при их транспортировке.

Вместе с тем при переходе от океана к структурам островных дуг, и в большей степени к окраинным поясам, количество флюидной фазы (особенно воды) в породах возрастает в кислых расплавах. Процесс обогащения летучими и водой кислых дифференциатов характерен и для океанических формаций, бедных газовой составляющей. Резкое обогащение их летучими и водой, а также хлором и особенно фтором по сравнению с базальтами приводит к появлению ликвационных структур в экструзиях. Тем не менее этот процесс является не настолько резким по сравнению с островодужными дифференциатами, где объем их в общем балансе весьма значителен. Еще более резкое обогащение расплавов летучими отмечается для континентальных окраин. Так, в вулканиках окраинно-материковых поясов возрастание флюидной фазы, и особенно воды, имеет скачкообразный характер. Этот фактор резкой перенасыщенности расплавов флюидами отражает появление больших масс кислых расплавов, представляющих собой "флюид-порфировые" комплексы или игнимбриты "больших объемов".

Высокая газонасыщенность расплавов окраинного пояса Сихотэ-Алиня является характерной чертой магматического процесса всей структуры в целом. Это же свойственно и отдельным фазам: ранним нижнемеловым (уктурская и лужинская свиты) и завершающим верхнемеловым—палеогеновым (кузнецковская, колчанская, кхуцинская свиты и др.). Но среди всех стратонов наибольшей эксплозивностью, т.е. высокой газонасыщенностью, отличается приморский — кислый игнимбритовый, слагающий по объему более половины всей мощности вулканогенных пород пояса (см. табл. 39).

Эволюция флюидов в породах липаритовой формации пояса показывает, что ранняя фаза кислых образований является производной наиболее газонасыщенной магмы с высоким соотношением водорода и высоким уровнем калия в первичных расплавах (по данным включений маточного расплава), с последующим окислением водорода и появлением большого количества воды в остаточных расплавах после начала кристаллизации субликовидусных минералов (кварц, плагиоклаз). Избыточный флюид (по отношению к остаточному расплаву), высокое его давление и резкая инверсия (окисление водорода до воды) способствовали флюидно-магматическому взаимодействию. Согласно принципу кислотно-основного взаимодействия, по Д.С. Коржинскому [81] и А.А. Маракушеву [114], высокое содержание водорода как кислотного компонента способствовало повышению щелочности расплава, а последующее окисление водорода до воды увеличивает щелочность флюида, так как вода проявляет щелочные свойства.

Возрастает растворимость кислотных компонентов (кремнезема и др.) во флюидах, привнос их в зону генерации магмы приводят к появлению насыщенных кремнеземом магматических расплавов. Высокие концентрации флюидов в кислом расплаве, которые особенно увеличиваются при кристаллизации минеральных фаз, достигающих 40–50% объема, приводят к резкому их перенасыщению газовой составляющей, ликвированию остаточных жидких масс и взрывоподобному извержению.

Глубину генерации таких расплавов определить трудно. На основании

петрологических критериев и термодинамических расчетов по газовым равновесиям можно предположить, что этот процесс происходил в верхней мантии в нижней части базальтового слоя. Таким образом, появление большого количества кислых расплавов не является результатом кристаллизационной дифференциации основных расплавов, хотя в основании пояса на всем его протяжении фиксируется мощная линза базальтового слоя. Участие пород фундамента в ассоциированном процессе сведено до минимума, так как их мощность мала. Следовательно, кислые расплавы представляют собой самостоятельную fazу, связанную с глубиной дегазации флюидного потока. Последующая эволюция кислого вулканизма происходила при регрессивном флюидном режиме: во-первых, наблюдается общее снижение объема флюидов (см. табл. 39), во-вторых, их состав приобретает все более окисленный характер, а по соотношению С/Н становится более углеродистым.

По сравнению с другими континентальными зонами, особенно с внутриконтинентальными (Баджальская, Тырмо-Ниманская и др.), флюидный режим окраинного пояса относится в большей степени к углеродному, так как соотношение С/Н почти везде более 3. Это соотношение наибольшего максимума достигает в Нижнеамурской зоне — северной части Сихотэ-Алинского пояса, в структурах которой развита золотая минерализация, связанная с контрастной базальт-липаритовой формацией. На фоне общей закономерности снижения флюидного потока в отдаленных структурах проявлено увеличение объема флюидов. Как правило, это рудносные кольцевые структуры, приуроченные к сводовым поднятиям, с глубокой дифференциацией вещества. К таким структурам относятся Бухтанская, Белогорская в Нижнеамурской зоне, Кедровская, Березовская и другие в центральной и южной частях Сихотэ-Алиня. Они характеризуются значительным "всплеском" флюидов. Кроме того, можно выделить отдельные комплексы, развитие которых сопровождается высоким уровнем флюидов и, как следствие, высокой рудоносностью. Это прежде всего сияновский комплекс и его аналоги. Как уже отмечалось, он отличается резкой контрастностью, появлением ультракалиевых разностей, резкой дифференциированностью прежде всего флюидной фазы. Максимальные объемы связаны с экструзиями, в которых проявлены ликвационные явления, особенно в стекловатых типах, где отмечается обогащение фтором (см. табл. 39).

Высокая калиевость, накопление таких летучих, как фтор и хлор, в экструзивных фациях и повышенный уровень некоторых рудных элементов определяют его металлогеническую специализацию. Характерно, что и гидротермальный режим наследует общую закономерность магматической стадии эволюции комплекса. На примере некоторых комплексов (богопольского и самаргинского) прослеживается общий характер зональности пояса: в восточных структурах для основных вулканитов характерен более углеродистый и окисленный флюид; для западных — более кремнекислый состав, а отношение С/Н сдвигается к водородному и менее окисленному типу, что определяет толеитовую тенденцию, т.е. наличие более железистых разностей минералов, а также устойчивость муассонита и графита.

Инверсия флюидов в отдельных структурах определяет появление ультракислых и ультракалиевых липаритов с высоким отношением F/Cl, особенно в экструзивных фациях с явлениями ликвационного расслоения. Высокие концентрации фтора и некоторых рудных элементов определяют металлогеническую специализацию этих структур. Как пра-

Таблица 40

Параметры газового режима в вулканических структурах внутриконтинентальных зон

Зона, формация, комплекс, структура, порода	$H_2O$ , ммоль/кг	V, $cm^3/kg$
<b>Баджальская</b>		
Пикрит-щелочные базальты	—	2360,0
Давинский, трахит	843,0	—
Андерзитовая, лакский,		
Дацит	2944,0	7760,0
<b>Липаритовая</b>		
Баджальский комплекс (весь)	3191,0	3633,7
Гониская структура	—	3363,0
Сиотигский	—	6110,7
Ярапский интрузив	—	2969,9
Урмийские граниты	—	2532,0
<b>Трахиандезит-монцонитовая</b>		
Силинский комплекс	5002,0	10816,5
Куркалтинский гранодиорит	—	15230,0
Габбро-диорит	—	5449,9
<b>Тырмо-Ниманская</b>		
Андерзитовая	—	—
Станолирский комплекс	—	
Андерзит	3547,0	5620,0
Липерит	3044,0	59210,0
Трахиандезит-монцонитовая	4241,0	6512,0

вило, эти комплексы развиты в центральной части сводовых поднятий и куполов, что согласуется с общей тенденцией — приуроченностью к ним высокотемпературных типов рудной минерализации олова (кварцевый тип и т.д.). Следует заметить, что в структурах (например, Шандуйской), в которых флюидный режим не был интенсивным, рудная минерализация отсутствует.

В базальт-липаритовых формациях, в структурах, где она развита, отмечается общая тенденция: высокая флюидность, свойственная всему поясу, наиболее интенсивная в рудоносных структурах длительность магматических процессов и глубокая дифференциация расплава и флюидов до стадии появления гидротермальных растворов.

Внутриконтинентальные зоны в отличие от окраинных характеризуются значительно иной геологической обстановкой и флюидным режимом. Намечается полное соответствие между мощностью коры и ее геофизическими параметрами и составом слагающих их комплексов. В сводовых поднятиях (Баджальский, Эзопский и др.) с мощной "гранитизированной" корой наиболее объемно проявлен кислый вулканализм. В зонах с пониженной мощностью гранитного слоя (в базифицированных зонах) кислый вулканализм ограничен (Тырминская, Верхнеселемджинская и другие зоны). Расположение последних контролируется протяженными разломами, часто проходящими по периферии крупного сводового поднятия, которые по космическим снимкам дешифруются крупными кольцевыми структурами.

В отличие от окраинных поясов внутриконтинентальные выражены отдельными ареалами. В большинстве случаев это разнопорядковые положительные кольцевые структуры с центральной частью в виде купола, сложенного гранитными массивами (Баджальский, Эзопский и др.).

C/H	C + H/O	CO + H <sub>2</sub> /CH <sub>4</sub>	CO/CO <sub>2</sub>	F/Cl в первичном включении	F/Cl в остаточном расплаве
0,64	1,40	38,8	0,17	0,10	5,7
—	—	—	—	—	—
0,76	2,0	2,1	0,91	0,70	1,6
1,15	1,22	17,58	0,72	0,67	1,2
2,30	0,76	47,5	0,12	0,01	—
0,61	17,9	15,0	0,75	0,52	—
1,72	1,19	5,75	1,9	—	—
2,45	1,08	104,0	3,71	0,01	1,4—
0,66	1,89	51,0	—	—	—
0,97	2,0	28,7	1,22	20,0	—
0,64	1,99	100,9	2,26	0,21	—
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
1,8	2,5	4,8	0,31	—	—
1,9	2,7	7,9	0,84	—	—
1,5	2,1	16,4	0,47	—	—

Это фиксированные ареалы устойчивого развития, магматизм в пределах которых развивался направленно и однозначно, несмотря на некоторую разновременность их заложения, укладывающуюся в диапазоне поздней юры – раннего мела.

Как уже отмечалось, для них во многом характерна определенная петрогохимическая однородность. Вариации составов определяются особенностями строения фундамента, на котором закладывались зоны. Это либо породы эпипалеозойской платформы (Буреинский массив), либо терригенные и осадочно-вулканогенные толщи складчатого обрамления. Тем не менее на огромном протяжении устанавливаются следующие петрохимические особенности: повышенная глиноземистость, недостаточность пород щелочами, особенно калием, высокая железистость при низкой щелочности как в основных, так и в кислых членах серий. Некоторое исключение составляют комплексы, в которых высоко проявленна дифференциация в составе пород и во флюидах (даянский, силинский комплексы).

Что касается флюидного режима, параметры которого даны в табл. 40, то можно отметить, во-первых, значительно меньший объем газов в составе первичных расплавов при сравнении с вулканитами окраинного пояса. Это же характерно и для содержания воды. Во-вторых, состав газов в основном водородный (C/H меньше 1), с минимальной степенью окисления. В этом отношении по составу они приближаются к вулканитам западных структур Сихотэ-Алинского пояса (Березовская и др.), развитых в пределах крупных сводов.

На диаграмме H–C–O они размещаются на конноде CO<sub>2</sub> ~ CH<sub>4</sub>, отклоняясь от поля сихотэ-алинских вулканитов, тяготеющих к стороне O–C. В пределах ареалов кислого вулканизма широко развиты экструзивные

фации, представленные моногенными крупными телами, насыщенные большим количеством высокотемпературных кристаллических фаз, выжатых на поверхность в виде удлиненных овалов, пластин и т.д. Однородность этих тел устанавливается на большом протяжении, а также устойчива и в других зонах. Тем не менее намечаются и существенные колебания состава флюидов в отдельных вулканоструктурах, среди которых выделяются наиболее "сухие" экструзии и массивы (Гоинская, Ярапская, Джанинская и др.). Наибольшей степенью дифференциации отличаются даянский и силинский комплексы. Даже в пределах одного массива характерны значительные колебания минерального состава, петрогенных окислов (калия) и параметров флюидных расплавов. Это же характерно для фтора и бора. Избыточность кислотных газовых компонентов способствует увеличению содержания калия воды и проявлению ликвационной дифференциации. Наиболее высокий объем флюидных компонентов свойствен силинскому комплексу, с которым в данном регионе связывается рудная специализация олова, серебра, вольфрама, молибдена.

Металлогеническая специализация определяется прежде всего флюидным режимом: высокая восстановленность среды препятствовала рассеиванию рудных компонентов на магматической стадии, окисление флюида в постмагматический этап и перенос металлов такими комплексообразователями, как фтор и бор, способствовали их концентрации в гидротермальную стадию с последующим рудоотложением. В связи с этим следует подчеркнуть большую роль в рудообразовании совмещения в отдельных вулканоструктурах двух магматических комплексов: низкотемпературных проявлений баджальского и силинского (монцонитового), формирование которых протекало почти одновременно, но мagma поступала с разных глубин.

Наложение двух линий — глубинных калиевых расплавов, дифференциация которых в магматических очагах еще больше обогащала их калием, фтором, хлором, и коровых низкотемпераутриных эвтектоидных расплавов, несущих повышение концентрации рудных компонентов, — обусловило геохимическую специализацию. Глубокая дифференциация возможна в таких структурах, где характерен устойчивый флюидный режим. В этом отношении ареалы кислого магматизма в континентальных зонах отличаются высоким потоком восстановленных газов, особенно водорода. В связи с этим эффузивный магматизм этих структур определяется высокотемпературными условиями генерации кислых магм (до 1000°C) и давлением порядка 10–12 кбар. Это нашло отражение в минеральных парагенезисах железистого граната, гиперстена, ильменита, кварца, муассонита, корунда, графита.

Термодинамические расчеты газовых равновесий с муассонитом показывают, что первичный газ имел существенно водородно-метановый состав. Окисление первичного флюида привело к повышению температуры системы, плавлению пород коры и образованию магматических очагов. При регрессивном флюидном потоке в магматическом резервуаре повышение давления воды привело к появлению водонасыщенных низкотемпературных эвтектоидных гранитных магм. Примером могут служить гранитоиды Урмийского массива с низкой температурой кристаллизации ( $t = 650^{\circ}\text{C}$ ).

Среди внутриконтинентальных вулканических зон есть такие, в которых магматизм проявился в основном в виде базальтовых и андезитовых извержений, а кислые дериваты весьма ограничены по объему (Тырмин-

ская, Гуджальская и другие структуры). Они представлены станолирским, лакским эфузивно-экструзивным и пурильским интрузивным комплексами, для которых характерна низкая щелочность, особенно калиевость (до 0,30%), высокая глиноземистость (Тырминская, Гуджальская структуры). Среди высокоглиноземистых базальтов встречаются типичные толеиты с низким содержанием глинозема, титана, щелочей и высоким уровнем хрома.

Кислые разности сохраняют все петрохимические особенности базальтов, но отличаются рафинированностью в отношении термофильных элементов (Ni, Cr). Состав флюидов углеродно-водородный с низкой степенью окисленности, значительно меньшей, чем для окраинных андезитов и базальтов. Высокая относительная восстановленность газов, особенно в средних членах серии, при высокой глиноземистости способствует кристаллизации железистых гранатов, в кислых лавах — ильменита, муассонита, устойчивости графита, первичных сульфидов.

Ассимиляционный характер андезит-дацитовых членов этой серии доказывается тем, что именно для них характерны наиболее высокая глиноземистость и дефицит полевошпатовой извести и щелочей, что, возможно, объясняется принципом кислотно-основного взаимодействия, связанного со сквозьмагматическим флюидным потоком. Высокое содержание водорода в составе первичных флюидов способствует выносу из глубинных частей мантии калия, титана и других легкоплавких элементов в верхние горизонты. Окисление флюида в земной коре, где происходит плавление субстрата под воздействием флюидного глубинного потока и первичной кристаллизации ликвидусных фаз в виде граната, муассонита и т.д., приводит к смещению равновесия и появлению избыточного давления воды (о чем свидетельствует появление лав, обогащенных водосодержащими минералами) в сторону обогащения расплавов амфотерными окислами.

Дефицит щелочей, особенно калия и титана, видимо, связан с ранним отделением флюидов от расплава и с выносом их за пределы магматических колонн. Не исключено и предположение, что мы имеем материковый литосферный слой, обогащенный глиноземом и обедненный титаном, калием, фтором и т.д. В тех случаях, когда происходит длительная дифференциация в магматических очагах, представляющих собой долгоживущие магматические системы, легкоплавкие дифференциаты обогащаются калием, водой, фтором, бором, частично заимствованными из окружающей среды. Это в большей степени касается бора [11]. Таким образом, химический состав материковой части литосферного блока переходной зоны определяет особенности магматических образований вулканических ареалов. Аналогичные особенности петрохимического и флюидного состава свойственны и островодужным системам, ограничивающим материковый блок с востока. Вследствие этого можно считать, что эти особенности имеют не узколокальный, а региональный характер. Но существующие различия в магматизме и металлогенической специализации, отмечаемые в отдельных структурах, связаны с изменением состава фундамента, а главное — с составом, эволюцией глубинного флюидного потока, просачивание которого приурочено к долгоживущим системам, уходящим в мантию и фиксируемым геофизически в виде зон разуплотнения и инверсии плотностей.

Подобный характер взаимоотношений флюидов, магматизма и оруденения, рассмотренный на примере структур внутренних континентальных зон окраинного пояса, вполне закономерно позволяет выделять их

как магматогенно-рудные системы устойчивого развития. Длительность и степень глубокой проработки структур от стадии зарождения до стадии отделения гидротермальных систем с последующим рудоотложением прежде всего зависит от глубинных эманаций трансмагматического флюида. Там, где этот поток устойчив, интенсивно развиваются подобные системы. Но металлогеническая специализация магматогенных комплексов зависит не только от флюидного режима, но и от геохимической специализации фундамента и мантии.

По данным, основанным на изучении глубинных ксенолитов [167], установлено, что существует латеральная неоднородность в составе мантии. Это подчеркивается распределением микроэлементов в составе по-ронообразующих минералов. Для зоны перехода пород мантии (в сравнении с общепланетарным кларком) характерны повышенные содержания меди, олова, свинца, цинка, серебра, бора и т.д. Безусловно, существует связь между высокими содержаниями микроэлементов в мантии и магматических породах, слагающих вулканические пояса. Анализ данных по распределению элементов, особенно рудного профиля (Sn, Mo, Pb, Zn, Cu и т.д.), показывает, что почти все вулканогенные формации континентальной окраины Северо-Восточной Азии характеризуются повышенными (против кларкового) содержаниями олова, бора, свинца, серебра, т.е. элементов, являющихся типоморфными для этой части Тихоокеанского пояса. Это свойственно и американской части океана, что находит подтверждение в виде многчисленных месторождений Северной и Южной Америки в вулканогенных формациях, близких по составу и времени формирования. Для всей структуры в целом вырисовывается определенный металлогенический профиль. Однако даже в пределах отдельных вулканических поясов намечается зависимость содержаний рудных элементов в породах от концентрации в них газов и соотношения щелочей. Так, в окраинном Сихотэ-Алинском поясе в породах в ряду базальт-андезит-липарит уменьшается содержание золота, уменьшается суммарное количество газов, закапсулированных в минералах, и возрастает доля калия в сумме щелочей как в породах, так и в остаточных флюидах [127, 129]. Для внутриконтинентального (Верхнеселемджинского) пояса характерен иной путь эволюции вулканизма, но и здесь с увеличением отношения натрия к калию в породах и с увеличением количества газов, закапсулированных в минералах, возрастает содержание золота и серебра в породах. Проявления золота чаще всего тяготеют к массивам магматических пород, повышенной щелочности, характеризующихся повышенным кларком золота и максимальной газонасыщенностью минералов [127]. Таким образом, щелочность магматических пород, содержание в них рудных компонентов и газонасыщенность минералов тесно взаимосвязаны. Следует заметить, что, как отмечают Л.Н. Когарко [80] и другие исследователи, наиболее высокие содержания воды, хлора, фтора, серы и углекислоты характерны именно для пород повышенной щелочности. Известно, что растворимость воды в силикатных и алюмосиликатных расплавах увеличивается с ростом мольных долей щелочных катионов [80]. Наиболее высокие содержания фтора, хлора и серы характерны для сиенитов и нефелиновых сиенитов, а карбонатиты (ультраосновная щелочная формация) концентрируют огромное количество углекислоты. Способность щелочных магм накапливать повышенное количество летучих компонентов и удерживать их до самых поздних стадий дифференциации отмечали многие исследователи [80, 82, 113]. В свою очередь, такие летучие, как фтор, хлор, сера, углекислота, способны экстрагировать руд-

ные компоненты из пород. Уже отмечалось, что наблюдаются значительные колебания уровня газовых фаз от структуры к структуре, что приводит к появлению более высокотемпературных комплексов в отдельных структурах (Гоинская и др.). Инверсия флюидного режима соответствовала по времени становлению гранитоидных plutонов, в которых высокое давление воды обусловило появление водосодержащих кристаллических фаз и низкотемпературных эвтектических расплавов ( $t = 650^{\circ}\text{C}$ ) и отделению гидротерм. Гидротермальные растворы, обогащенные фтором, хлором, серой и углекислотой, экстрагировали рудные компоненты из пород, переносили их и концентрировали в благоприятных структурах при соответствующих условиях минералообразования.

Способность щелочных магм накапливать повышенное количество летучих компонентов и удерживать их до самых поздних стадий дифференциации отмечали многие исследователи [80, 82, 113]. Восстановленные флюиды концентрируют в минералах силикатов, особенно таких, как биотит, амфиболы и т.д., рудные компоненты с высокой валентностью (Sn, Au, Ag, W и др.). Эти флюиды являются буфером и не удерживают данные элементы на уровне низкой валентности, при которой изоморфизм с сиалитами ограничен. В связи с этим наиболее перспективными в отношении рудоносности являются структуры, в которых "утечка" флюидов ограничена. Наблюдаются значительные колебания уровня газовых фаз от структуры к структуре, а также колебания окислительно-восстановительного режима. Инверсия флюидного режима в магматической фазе соответствовала по времени становлению гранитоидных plutонов, в которых высокое давление воды обусловило появление водосодержащих кристаллических фаз, низкотемпературных эвтектических расплавов ( $t = 650^{\circ}\text{C}$ ) и отделение гидротерм. Гидротермальные растворы, обогащенные фтором, хлором, серой и углекислотой, экстрагировали рудные компоненты из пород, переносили и концентрировали их в благоприятных структурах при соответствующих условиях минералообразования.

Формирование месторождений зависит от многих факторов, среди которых необходимо отметить в гидротермальной фазе инверсию флюидного режима со сменой восстановительных условий минералообразования на окислительные. Такие смены условий возможны при длительной магматической деятельности и устойчивости как магматического, так и флюидного режима. В связи с этим такие системы длительного развития магматизма, приуроченные к сводовым поднятиям, можно отнести к магматогенно-рудным, наиболее перспективным в отношении рудных концентраций [40].

Анализ размещения рудных месторождений в вулканических поясах американской и азиатской частей Тихоокеанского пояса показывает, что большинство из них сосредоточено в купольных и сводовых структурах по периферии или в центре (в зависимости от типов), где долгий период сохранялись условия сжатия, "закрытости" флюидно-магматической системы, способствующей глубокой "проработке и пропарке" всей магматической колонны. Это создает оптимальные условия для экстракции рудных элементов, переноса и отложения их в верхних горизонтах.

Условия открытой системы вызывают эксплозивный, скоротечный вулканизм, часто сопровождаемый многовыходным ареальным типом извержений и формированием протяженных игнимбритовых полей больших объемов. При эксплозивном вулканизме, развивающемся в условиях растяжения, чаще всего нет благоприятных условий для концентра-

ции значительных количеств рудного вещества. Видимо, поэтому основные рудные узлы, связанные с определенными вулканическими комплексами в Восточно-Сихотэ-Алинском поясе, так же как и в других поясах, тяготеют к тыловым частям, где формируются купольные и сводовые поднятия (Журавлевский, Арму-Иманский и др.), а вулканические структуры на Американском побережье, формировавшиеся в условиях сжатия, имеют весьма высокую перспективность.

Для образования крупных скоплений ценных компонентов важное значение имеет также состав пород, в которых развивается промежуточный магматический очаг, и состав пород, вмещающих рудные залежи. На Американском побережье это эвгесинклинальные комплексы с мощными толщами карбонатных пород, при ассоциации или метаморфизме которых выделяются огромные количества двуокиси углерода, являющиеся основным компонентом газовой фазы подавляющего количества гидротермальных флюидов. Здесь необходимо отметить, что соединения углерода играют большую роль в транспорте рудных элементов, а углерод — элемент с переменной валентностью — чаще всего определяет величину окислительно-восстановительного потенциала минералообразующего раствора. В отличие от американского в азиатском секторе Тихоокеанского подвижного пояса больше развиты миогесинклинальные терригенные толщи с редкими биогермами. Вследствие этого перспективны на поиски некоторых полезных ископаемых при благоприятных геологических и геохимических факторах в структурах вулканогенного пояса Сихотэ-Алиня блоки фундамента с биогермами в вулкано-купольных структурах и сводовых поднятиях.

Вулканизм обеих ветвей Тихоокеанского подвижного кольца имеет много общего: как на Азиатском, так и на Американском континенте установлены одни и те же формации с одинаковым порядком их чередования. В обеих ветвях пояса проявляется сходная последовательность смены базальтоидных накоплений салическими и щелочно-салическими. В.Г. Хомич [132] выделяет в субсеквентных вулканических накоплениях Тихоокеанского подвижного пояса систему геологических формаций, включающих два формационных ряда. При этом вулканиты первого ряда во времени и в пространстве сменяются вулканитами второго ряда, которые отличаются общей повышенной щелочностью.

Однако различен переход от океана к континенту в западном и восточном сегментах Тихого океана, неодинакова мощность земной коры и различные условия господствующих деформаций на Азиатском и Американском континентах. Видимо, в связи с этим на западном побережье Америки роль кислого вулканизма более высокая и более интенсивно проявленна рудная минерализация. Как к западу, так и к востоку от подвижных поясов Тихого океана последовательно увеличивается мощность земной коры, возрастают насыщенность пород кремнекислотой и повышается роль калия в составе щелочей. Мы неоднократно отмечали, что постмагматические флюиды наследуют черты флюидов магматической стадии [127, 128, 130], поэтому металлогеническая зональность Тихоокеанского пояса определяется изменением в направлении от океана к континенту состава флюидов. Так, флюиды вулканитов некоторых океанических островов и в особенности побережья Американского континента, а также островных дуг характеризуются преобладанием в группе катионов натрия и в группе анионов соединений серы. Этими флюидами формируются многочисленные месторождения меди, которая имеет теснейшее химическое сродство с серой. Металлогения островодужных систем, где господствует

андезитовый магматизм, характеризуется широким развитием месторождений серы и алюнитов. Окраинным поясам более свойственна золото-серебряная минерализация, сформированная гидротермами с дефицитом серы, преобладанием бикарбонат-иона в группе анионов и заметно возросшим количеством калия в группе катионов. От океана к континенту, от глубоких горизонтов к поверхности, во флюидах возрастает роль калия и меняется характер рудной минерализации. Во внешних зонах Тихоокеанского металлогенического пояса широко проявлены калиевые гранитоиды и ассоциирующая с ними оловянная минерализация.

В однотипных вулкано-плутонических ассоциациях, принадлежащих к единым формационным системам, тенденция нарастания щелочности просматривается в направлении не только от океана к континенту, но и от осевых частей активных зон к периферии, а по вертикали — от ранних образований к поздним. Прежде всего в связи с этим наряду с глобальной металлогенической зональностью проявлены и региональная металлогеническая зональность, когда в осевых частях вулканогенов, так же и во внутренней мегазоне Тихоокеанского подвижного пояса, где превалируют флюиды серно-натриевого типа, наиболее широко проявлены месторождения серы, медных колчеданов, золота и полиметаллических сульфидных месторождений. По периферии вулканогенов, так же как и во внешней мегазоне Тихоокеанского подвижного пояса, проявлено золото-серебряное, вольфрамовое и оловянное оруденение, сформированное флюидами, обогащенными бикарбонат-ионом, хлором, фтором и калием в группе катионов.

Влияние щелочных элементов на перенос и отложение рудного вещества трудно переоценить. Вследствие высокой способности к окислению щелочные металлы никогда не встречаются в природе в свободном состоянии. Как показали многочисленные исследования, современные гидротермы настолько обогащены натрием и калием, что концентрации их иногда достигают пределов растворимости в водных растворах. Щелочные элементы являются основными элементами, образующими комплексы, и играют большую роль в транспортировке рудных компонентов. Перед отложением руд или почти одновременно с процессом рудообразования обычно широко проявлены процессы кремнекислотного метасоматоза и развития полей гидротермально измененных пород, протекающие с активным участием щелочных и щелочноземельных элементов. В результате этих процессов часть щелочей и значительное количество воды связываются в минералах, и, таким образом, гидротермальная система объединяется водой. Все это приводит к нарушению равновесия системы, разрушению комплексов и отложению продуктивных минералов.

Поля гидротермально измененных пород чаще всего представлены зонами и ореолами калишпатизации, пропилитизации, адуляризации, аргиллизации, гидрослюдизации, окварцевания, сульфидизации и карбонатизации пород. В вулканогенных поясах также широко развиты метасоматические кварциты и вторичные кварциты. При этом четко просматривается приуроченность различных гидротермально измененных пород и сопутствующего им оруденения к определенным вулканическим образованиям. Так, ортоклазовые метасоматиты и приуроченные к ним медно-молибденовые руды ассоциируют с основными вулканитами, обычно картируются в нижних частях разреза. Вверх по разрезу в вулканитах среднеосновного состава развиваются мощные зоны пропилитизации и ассоциирующее с ними золотое оруденение, а с субвулканическими телами среднего и умеренно кислого состава связаны вторичные кварциты, в ко-

торых локализуются сурьмяно-рутные и серосодержащие рудные тела. Таким образом, вулканизм, гидротермальные изменения пород и рудоотложение – процессы различные, но тесно взаимосвязанные потоком вещества и энергии, поступающим из мантии Земли. Именно влияние глобальных процессов, а не вулканизм и рудообразование определяет геологическое и металлогеническое сходство субаэральных вулканических поясов и зон Тихоокеанского подвижного пояса, несмотря на то что сами зоны приурочены к различным геотектоническим провинциям, отличаются возрастом, мощностью и составом вулканогенных образований. Общность субаэральных вулканических поясов и зон в металлогенетическом плане определяется широким развитием в их пределах медно-молибденовой, полиметаллической, золотой, золото-серебряной, серебряной, оловянной, вольфрамовой и ртутно-сурьмяной минерализации.

Внутренние и внешние островные дуги уже имеют черты отличия субаэрального от субаквального вулканизма и металлогенеза. Г.М. Власов [40] отмечает, что на данной стадии формирования внешних островных дуг с базальтовым субстратом ассоциируют месторождения хрома, платины и меди, а по мере роста коры переходного типа образуются спилито-кератофировые формации с колчеданными и колчеданно-полиметаллическими рудами. Интрузивные серии внутренних дуг в отличие от внешних дуг представлены габбро-плагиогранитной ассоциацией с широким развитием гидротермально измененных пород, объединяемых в специфическую формацию "зеленых" туфов, в которых широко проявлена прежде всего колчеданно-полиметаллическая минерализация. Как полагает Х. Куно [94], наибольшей потенциальной рудоносностью характеризуются известково-щелочные (двупироксеновые или гиперстеновые) серии пород, отличающиеся высоким содержанием флюидов. В островодужных системах широко проявлены руды типа куроко, представляющие собой стратiformные полиметаллические залежи, генетически связанные с подводным кислым вулканизмом неогенового возраста. В.И. Смирнов [178], развивая теорию А.Н. Заварицкого [67], считает, что наиболее многочисленные вулканогенные месторождения сформировались в доорогеновый этап развития эвгеосинклиналей и приурочены к вулканическим трогам. Среди месторождений этой группы наиболее широко проявлены колчеданные и колчеданно-полиметаллические проявления. В.И. Смирновым [178] показана тесная связь колчеданных руд с подводными излияниями вулканитов спилит-кератофировой и диабаз-альбитоферровой (базальт-липаритовой) формаций ранних стадий развития эвгеосинклиналей. Он полагает, что главная масса колчеданов накапливалась в конце вулканических циклов, в период излияния наиболее кислых по составу лав, сменяющийся периодом длительной газогидротермальной поствулканической деятельности. Выходившие на морское дно газогидротермы формировали согласные экскавационно-осадочные рудные залежи в западинах дна, где возникали застойные явления, в это же время на путях движения растворов формировались рудные скопления, отвечающие преимущественно субвулканическому уровню. В.И. Смирновым выявлены особенности вулканогенно-осадочных колчеданных месторождений и разработаны критерии их отличия от субвулканических месторождений [178]. Среди главнейших тектонических структур Мирового океана В.И. Смирнов считает перспективными на эндогенную рудоносность только островные дуги, вдоль которых вытянуты зоны Заварицкого–Беньофа, которые отчленяют ложе Тихого океана от материка Азия. Вместе с тем по мере развития океанологических исследований накапливается все больше данных, подтверж-

дающих высказывания многих исследователей о чрезвычайно больших запасах ценных компонентов, сконцентрированных в железо-марганцевых конкрециях, которые широко распространены на дне океанов. В железо-марганцевых конкрециях содержится более 30 химических элементов, среди которых такие ценные, как медь, никель, кобальт, марганец и др. Например, запасы никеля оцениваются в 3–20 млрд.т., кобальта — в 1–10, а меди — в 2–10 млрд. т. Из 13 известных в Мировом океане полей распространения железо-марганцевых конкреций 8 расположено в Тихом океане. Здесь самые богатые по содержанию ценных компонентов и наиболее густо покрывающие поверхность (30–50%) дна океана конкреции известны в зоне между трансформными разломами Кларисон-Клиппертон и вдоль Восточно-Тихоокеанского рифта. Известно несколько точек зрения на генезис железо-марганцевых конкреций. Большинство исследователей относят их к экзогенным образованиям. Однако, принимая во внимание данные изучения радиогенных изотопов в конкрециях, подтвердившие их эндогенный источник и приуроченность наиболее богатых и крупных полей железо-марганцевых конкреций к великим океаническим разломам, М.И. Ициксон [73] считает, что они сформировались при существенной роли привноса рудного вещества в результате подводной дегазации вулканических терм и сходных эндогенных процессов.

В пределах срединных океанических хребтов установлена современная гидротермальная деятельность. Так, 70-м рейсом "Гломер Челленджер" изучался современный гидротермальный процесс в Тихом океане в районе Галапагосских островов. Здесь ранее обнаружены гидротермальные струи и в морской воде установлены повышенные содержания марганца, а на дне моря вдоль оси рифта выявлены холмообразные структуры, названные гидротермальными куполами. В результате исследований 70-го рейса "Гломер Челленджер" установлено, что гидротермальные купола формируются в результате переработки пелагических кремнисто-карбонатных илов глубинными растворами, поступающими через зоны нарушений в фундаменты и привносящими марганец, железо и кремнезем.

Интересный материал накоплен по горячим минерализованным растворам и осадкам впадин Красного моря, представляющего рифтовый трог в ранней стадии развития. В этом троге в современный период происходит формирование стратиформной рудной залежи. Здесь в осадках содержание окислов железа достигает 67%, марганца — до 35%, цинка — до 12% и меди — до 4,5% [197]. Не рассматривая противоречивые точки зрения об источнике рудного вещества в этих осадках, следует только отметить, что Г.Фор и Л.Джонс [197] установили низкие значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в рассолах по сравнению с нормальной водой Красного моря. Дж. Бишоф на основании детального изучения минералогии осадков Красного моря высказал предположение о вулканогенно-гидротермальном происхождении рудного вещества. В связи с этой точкой зрения уместно напомнить, что вблизи Аденского пролива, разделяющего Африканскую и Азиатскую плиты земной коры, в Данальской впадине 8 ноября 1978 г. началось мощное извержение вулкана Ардукоба с излиянием базальтовой лавы. Этот вулкан находился в состоянии покоя порядка 3 тыс. лет. Установленные в океанических рифтах и рифтовых трогах или вблизи них очаги современного поступления гидротерм и образования рудных залежей приурочены либо к зонам повышенной сейсмической активности с проявлением современного вулканизма, либо к мобильным участкам с недавно прекратившейся вулканической деятельностью. В рассолах Красного моря, в гидротермальных растворах очагов, приуроченных к срединно-оcea-

ническим хребтам, и особенно в железо-марганцевых конкрециях, выстилающих значительные участки дна Мирового океана, сконцентрированы элементы, типичные для базальтоидной магмы (железо, марганец, никель, кобальт, медь). На стыке океана с континентом во внешних островных дугах в ранние стадии их формирования с базальтоидным субстратом ассоциируют месторождения хрома, платины и меди. В направлении от океана к континенту увеличивается мощность коры, возрастает глубина формирования магматических очагов, изменяется состав магмы, а также состав флюида, находящегося в равновесии с расплавом. Гидротермальные флюиды наследуют основные особенности магматических флюидов и в конечном счете определяют металлогеническую зональность.

Изменение металлогенической нагрузки при переходе от океанов к континенту просматривается на примере рифтов. В пользу единых планетарных структур рифтообразования говорят не только известные геологические данные [54, 132], но и факты непосредственного перехода материальных рифтовых структур в океанические (Калифорнийский залив, Красное море и др.). В то же время вдоль континентальных рифтов по сравнению с океаническими наблюдаются иные месторождения полезных ископаемых. Здесь сильно насыщенные двуокисью углерода, высоко дифференцированные щелочные интрузии ультраосновного состава сопровождаются карбонатитами и ассоциирующими с ними месторождениями тантала, ниobia, редких земель, апатита и флогопита. К континентальным рифтам приурочены цепочки кимберлитов и генетически связанных с ними месторождений алмазов. Кимберлиты и алмазы формировались флюидами с повышенным содержанием водорода, азота и окиси углерода. Таким образом, магматизм и металлогения в океане, зоне перехода и на континентах имеют свои индивидуальные черты, но общие их особенности и направленная глобальная эволюция флюидов, вулканизма и рудообразования связаны с потоком вещества и энергии из недр Земли.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На примере Тихого океана и его континентального обрамления рассмотрены особенности вулканизма, эволюции флюидов и рудообразования. Эти глобальные структуры развивались взаимосвязанно, но при разных эндогенных режимах. Детальные геологические исследования Тихого океана, начатые в 60-е годы, подтвердили предположение о глубоких различиях в строении, составе и развитии океанического и континентального блоков Земли. Различия как в пределах каждой структуры, так и между отдельными ее частями отчетливо прослеживаются не только на значительные расстояния по горизонтали, но и на большие глубины.

Основной силой, управляющей движением материи, является гравитационное взаимодействие. Благодаря гравитационной неустойчивости в полетят любое вещество (или тело), в том числе наша планета и отдельные ее части, должны иметь гетерогенное строение. Именно поэтому в системах самого разного порядка, от Вселенной до микромира, просматриваются черты асимметрии и мозаично-блочного строения. Эти особенности видны в сотовообразных скоплениях галактик и в ячеистом строении самих галактик, в мозаично-блочном строении Земли, ее различных составных частей и небольших тел, вплоть до кристаллов, в которых атомы обособляются в отдельные группы.

В геологических структурах разного порядка также прослеживается гетерогенность. Мозаичное строение континента наиболее отчетливо видно по результатам гелиевых съемок [222] и при обработке космических снимков. Округлые (ячеистые) формы разных размеров образуют зоны повышенной сейсмической активности как в океане, так и на континентах [232]. Асимметрия Тихого океана относительно экватора выражается прежде всего в том, что южный сегмент океана по серии гигантских разломов сдвинут к востоку относительно его северного сегмента. По отношению к меридиональной оси основные различия выражены в том, что западная и восточная части океана отличаются плотностью неоднородностью, глубинным строением и геоморфологией дна [174]. В западной части океана более четко проявлено мозаичное строение, а в восточной части под ложем океана в верхней мантии выявлена анизотропия скоростей [295]. В океанических структурах вулканические процессы наиболее часто приурочены к границам блоков, но отмечаются и во внутренних их частях (вулканизм впадины Науру, поднятие Онтонг-Джава и др.). Примечательны в этом отношении породы впадины Науру, слагающие мощный покров, близкий по структуре и составу к траповым образованиям. Эти данные, а также материалы по геохимии и петрохимии океанических базальтов (см. гл. II) показывают разноглубинность их генерации и гетерогенность мантии.

Имеются явные признаки древности структуры Тихого океана, и, несомненно, в его акватории проявлен не только кайнозойский, но и мезозойский вулканизм. Самые молодые базальты, излившиеся в основном в подводных условиях, наиболее широко развиты в Восточно-Тихоокеанском поднятии, с удалением от которого как к Американскому, так и к

Азиатскому континенту увеличивается возраст вулканических образований [188]. Восточно-Тихоокеанское поднятие также имеет асимметричное строение, и с приближением к нему — в направлении с запада на восток — возрастает дислоцированность осадков. Между континентами и океаном в зоне Тихоокеанского подвижного пояса, где развиты системы долгоживущих глубинных разломов, составляющих зону Беньофа, и широко проявлены различные разрывные нарушения, еще более четко выражены черты мозаично-блокового строения. Именно в пределах Тихоокеанского подвижного пояса, где особенно ярко проявлены черты асимметрии и блокового строения, наиболее интенсивно протекают процессы дегазации, сейсмичности и локализовано основное количество вулканов мира.

Гетерогенность строения планеты и отдельных ее частей предопределяет возникновение как глобальных (рифты) структур растяжения, так и локальных, уходящих в мантию, которые выполняют роль каналов для восходящего потока флюидов. Компоненты флюидов обладают различной миграционной способностью, и по средним скоростям перемещения их можно условно разделить на следующие основные группы: 1) водород и гелий; 2) метан, аммиак, пары воды; 3) азот, окись углерода, кислород; 4) сероводород, пары соляной кислоты, фтор; 5) углекислый газ, окись серы, хлор. Принимая во внимание эти данные, а также выполненные различными исследователями термодинамические расчеты [45, 140, 260] и приведенные в работе результаты определения состава включений палеофлюидов в минералах разного возраста, можно полагать, что на разных стадиях развития Земли глубинные флюиды отличались по составу. В ранний этап развития планеты из ее глубин выделялись газы водородно-гелиевого состава, на следующем этапе поступали газы, в которых преобладали метан, аммиак и пары воды, а на третьем этапе из недр к палеоповерхности поднимались флюиды, в которых доминировали азот и соединения кислорода. Формирование водной оболочки, зарождение за Земле жизни и широкое развитие процессов фотосинтеза привели к накоплению кислорода в атмосфере. В завершающий этап развития любой планеты Солнечной системы глубинные флюиды должны иметь в основном углекислотный состав. Из всех компонентов флюидов к наиболее устойчивым в широком диапазоне физико-химических параметров соединениям относится углекислый газ. В связи с этим двуокись углерода наиболее часто встречается в составе газовой фазы включений самых различных минералов и является сквозным компонентом различных флюидов. Однако в связи с меньшей по сравнению с другими газами миграционной способностью в ряду от самых древних флюидов к наиболее молодым в составе газовой фазы обычно возрастает доля углекислоты. В различающихся по возрасту флюидах изменяется не только относительное содержание определенных соединений, но и доля элементов, образующих эти соединения. В ряду от более древних пород к более молодым в газовой фазе включений в минералах (анализы пересчитаны на элементный состав) уменьшается относительное содержание водорода и возрастает доля кислорода и углерода. Эволюция глубинных флюидов послужила основной причиной изменения состав атмосферы Земли на разных этапах ее развития. Историю развития земной атмосферы по входящим в ее состав главным газовым компонентам можно разбить на следующие фазы: 1) гелиево-водородная; 2) аммиачно-метановая; 3) азотно-пароводная; 4) кислородно-азотная. В настоящее время Земля вступила в заключительную фазу своего развития с преимущественно углекислотным глу-

бинным газовыделением. В связи с этим наметилась тенденция уменьшения относительного и абсолютного содержания водорода во флюидах и, как следствие, количества воды в земной коре.

Любое плавление пород на любом уровне происходило при участии летучих и поступлении их вместе с расплавом на поверхность Земли. На основании анализов включений в минералах можно констатировать, что в магматических породах и океана и континентов (имеющих сходный химический состав и близкие условия образования, но отличающихся возрастом) с уменьшением их возраста уменьшается количество газов, закапсулированных в минералах. Следовательно, при прочих сходных условиях самые молодые и менее глубинные минералы пород содержат во включениях наименьшее количество газов. Несмотря на уменьшение интенсивности дегазации, с течением времени и в современный период к поверхности поступают глубинные флюиды. Этот вывод подтверждается тесной приуроченностью положительных аномалий поля гелия к глубинным линеаментам земной коры [222], прямой связью интенсивности гелиевого и теплового потоков как на континентах, так и в океанах [25], положительной корреляцией содержаний гелия с глубинными эманациями [220], данными по изотопии этого благородного газа и соотношением изотопов других элементов флюидов. Глубинная дегазация Земли продолжается и в современный период, но интенсивность ее значительно уменьшилась и изменился химический состав флюидов.

По данным термобарогеохимии, в молодых океанических структурах базальты генерировались при минимальном количестве флюидов в условиях, близких к сухим и малоглубинным системам, о чем свидетельствует также бедность их некогерентными элементами (K, Rb, Cs, Ba и т.д.) и характер корреляционных отношений. Океаническим породам свойственны устойчивые петрохимические признаки, а вариации объясняются различными уровнями и временем генерации магм. При современном магматизме в океане участие флюидов небольшое и, следовательно, экстракция щелочных элементов весьма ограничена. И только в горячих точках, уходящих в мантию на большие глубины, резко увеличиваются газонасыщенность и масштабы магматизма, возрастает мощность коры и создаются условия для дифференциации расплава в камерах и излияния щелочных пород. Дифференциация в камерах приводит к появлению щелочных серий от базальтов до кислых фенолитов и трахитов в покровных фациях или от тералитов и эсекситов до сиенитов (острова Таити, Гавайи, Самоа и др.) – в интрузивных.

На разные уровни генерации магм из пород мантии указывают величины соотношения в базальтах редкоземельных элементов, данные по изотопам элементов, а также соотношение С/Н в газах из включений в минералах пород различных структур океана. Так, соотношение La/Ta в отдельных океанических областях меняется от 8–10 до 16–18, при этом намечается корреляция этих соотношений со структурами: низкие соотношения свойственны поднятиям (Гавайи, Исландия и др.). По сравнению с Тихим океаном континентальный блок, в который входят островодужные системы, окраинные моря и материковое обрамление, различается не только строением, условиями вулканизма и составом магматических образований, но и интенсивностью дегазации. В основании большинства структур этой части принимают участие докембрийские массивы и складчатые области ранних эпох консолидации. Под континентальным блоком дифференциация мантии началась значительно раньше, чем под океаном, и состав верхней мантии в обеих структурах различен. Анализ особенностей состава

вулканических пород структур Тихого океана и восточной части континента Азия показывает их существенные различия, что связано с условиями генерации магматических расплавов и с веществом субстрата, из которого они выплавлялись, т.е. со степенью дифференциации глубинных слоев, главным образом мантии. Новые данные по геохимии, геофизике океанического блока свидетельствуют о том, что мантия под океаном менее дифференцирована и по составу ближе к первичной мантии. С этих позиций многие особенности состава базальтов различных структур океана и континента, которые были отмечены выше, находят логическое объяснение.

Независимо от структурных особенностей для вулканитов восточной части континентальной Азии в целом характерны высокая газонасыщенность, высокий уровень глинозема, низкие концентрации щелочей, особенно калия, некоторых малых элементов ( $Ni$ ,  $Co$ , частично  $Cr$ ), фтора, и большие объемы пирокластических образований кислого состава. Однако вулканиты окраинных и внутренних зон континентальных поясов по ряду признаков заметно отличаются. Во внутренних зонах длительно развивающиеся флюидно-магматические системы сосредоточены прежде всего в крупных сводовых поднятиях и купольных структурах. Для этих структур больше, чем для других, проявляются те особенности, которые свойственны всему континентальному блоку северо-западного обрамления Тихого океана: высокая перенасыщенность глиноземом и резкий дефицит щелочей (особенно калия) и т.д. В структурах внутренних зон кислые вулканиты несут черты коровых выплавок с участием глубинных флюидов восстановленного характера и водородного профиля.

Петролого-геохимические исследования вулканитов континентальных зон, развитых по окраине Буреинского массива, а также глубинных ксенолитов подтверждают этот вывод. В окраинных поясах нередко фиксируются протяженные зоны разломов, уходящие на глубины до 200–240 км [210], и здесь происхождение расплавов, в том числе и кислого состава, сопряжено с потоком более глубинных флюидов. Вулканиты окраинных и внутренних зон континентальных поясов четко отличаются также количеством содержащихся в них газов и соотношением окисленных и восстановленных компонентов газовой фазы. В минералах вулканитов окраинного пояса количество газов в 2–3 раза выше такового в континентальных поясах, а соотношение  $C/H$  во флюидах наиболее высокое в окраинных поясах. Восстановленный тип флюидов характерен для вулканических систем внутренних зон, а для завершающих стадий развития магматизма в окраинных зонах характерна высокая окисленность флюидов. Основные особенности вулканизма континентальных и окраинных поясов, видимо, связаны с различным составом флюидов в этих структурах, с разной глубиной и временем генерации расплавов.

Сравнивая химический состав глубинных ксенолитов с составом каменных метеоритов хондритового и углистого типа, вслед за Р. Хатчисоном [265, 267] можно сделать предположение, что верхняя мантия по сравнению с нижней мантией обогащена глиноземом, магнием, кальцием и обеднена титаном, хромом и многими другими малыми элементами. Гетерогенная дифференциация первичного состава мантии находит свое отражение в асимметричном составе мантии и ее продуктов как для крупных блоков Земли, так и для более мелких регионов. Это подтверждается данными по изотопам элементов вулканических пород, уровнями и временем генерации вулканитов, различным первичным составом

исходных пород, из которых они выплавлялись [265, 267, 32], и эволюцией флюидов.

Расплав и флюид находятся в равновесии, и с изменением состава и физико-химических параметров флюида во времени и в пространстве изменяется и вулканизм. Особого внимания заслуживает выяснение характера взаимосвязи флюидного режима и магматизма на стадии становления интрузивных массивов и отделения гидротермальных растворов, так как с интрузивным магматизмом связано формирование большинства эндогенных месторождений. Основными факторами, способствующими образованию крупнообъемных рудных месторождений, являются: масштабность флюидного проявления, длительность действия магматогенно-рудной системы, степень ее дифференцированности, величина окислительно-восстановительного потенциала раствора и наличие структур, в которых утечка флюидов минимальна, а условия для отложения руд наиболее благоприятны.

Гидротермальные растворы наследуют основные особенности магматических флюидов и определяют металлогеническую зональность. В направлении от океана к континенту увеличивается мощность коры, возрастает глубина формирования магматических очагов, изменяются состав магмы и флюида, находящегося в равновесии с расплавом, а также характер рудной минерализации. Закономерность такого рода особенно отчетливо просматривается на примере единых планетарных рифтов, пересекающих и континенты и океаны. В океанах к рифтам приурочены различные скопления рудных элементов, типичных для базальтовой магмы (железо, марганец, никель, кобальт, медь), а на континентах вдоль рифтов развиты месторождения тантала, ниobia, редких земель, апатита и флогопита, ассоциирующих с щелочными интрузиями ультраосновного состава. К континентальным рифтам приурочены цепочки кимберлитов и генетически связанных с ними месторождений алмазов. Различный состав мантии под океанами и континентами, разные глубины и время генерации магм в рифтовых зонах океанических и континентальных структур предопределяют изменение состава флюидов, магматизма и оруденения вдоль планетарных рифтов.

На стыке океана с континентом во внешних островных дугах в ранние стадии их формирования с базальтовым субстратом ассоциируют месторождения хрома, платины и меди [40], а во внутренних островных дугах с габбро-плагиогранитными интрузивными сериями ассоциирует прежде всего колчеданно-полиметаллическая минерализация. В целом для зоны сочленения океана с континентом характерно развитие андезитового магматизма и флюидов с высоким содержанием серы, и именно здесь доминируют месторождения меди, имеющей теснейшее химическое сродство с серой. В окраинных и внутриконтинентальных вулканических поясах наряду с андезитовым широко проявлен риолитовый магматизм, и здесь иной состав господствующих флюидов и рудной минерализации. Вулканизм и металлогенез в океане, зоне перехода и на континентах имеют свои индивидуальные черты, но их общие особенности и направленное изменение от океана к континенту связаны прежде всего с эволюцией потока вещества и энергии из недр Земли.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Аблзаев А.Г. Некоторые замечания к истории геологического развития Сихотэ-Алинской части Чукотско-Катавиатского вулканического пояса. — В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973.
2. Аедлайко Г.П. Типы современного вулканизма океанов и их положение в геологической истории. — Вулканол. и сейсмол., 1979, № 3, с. 53—65.
3. Алексеев Ф.А., Лебедев В.С. Изотопный состав углерода, угля,  $\text{CH}_4$  и  $\text{CO}_2$ , угольных месторождений юго-западной части Донецкого бассейна. — Геохимия, 1977, № 2.
4. Альтшуллер Л.В., Симаков Г.В., Трунин Г.В. К вопросу о термическом составе ядра Земли. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 1, с. 3—6.
5. Андерс Э. Химическое фракционирование в метеоритах. — Метеоритика, 1965, вып. 26, с. 17—25.
6. Арнорсон С., Коновалов В.И., Полян Б.Г. Общие черты и геохимические особенности гидротерм Исландии. — Геохимия, 1977, № 12, с. 1747—1766.
7. Бакуменко И.Т. Включения в минералах гипербазитовых нодулей как индикатор их происхождения. — В кн.: Глубинные ксенопиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975, с. 231—235.
8. Баскина В.А. Магматизм рудоконцентрирующих поясов. — В кн.: Металлогенез и новая глобальная тектоника. М.: Наука, 1973.
9. Басков Е.А., Ветштейн В.Е., Суриков С.М., Толстыхин И.М., Малюк Г.А. Изотопный состав Н, О, С, Аг, Не термальных вод и газов Курило-Камчатской вулканической области как показатель условий их формирования. — Геохимия, 1973, № 2, с. 180—189.
10. Барсуков В.Л., Волков В.П. Атмосфера и породы поверхности Венеры. — Факты и прогнозы, 1981, № 2, с. 75—83.
11. Барсуков В.Л., Дурасов Н.А. Металлоносность и металлогеническая специализация интрузивных пород районов развития сульфидо-касситеритовых месторождений Мяо-Чана и Сихотэ-Алиня. — Геохимия, 1966, № 2, с. 168—179.
12. Белогуб В.Н., Шапочка М.И., Романовский М.П. Место мезокайнозойского гранитоидного магматизма в тектоническом развитии Примура и некоторые элементы металлогенеза (по геофизическим данным). — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с. 279—284.
13. Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия материков. М.: Наука, 1966. 121 с.
14. Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М.: Наука, 1968. 255 с.
15. Белый В.Ф. Формация и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978. 213 с.
16. Болотников Л.Ф., Кравченко Н.С., Круглов Н.К. Магматизм и рудоносность Баджальского района. Хабаровск, 1975. 320 с.
17. Бородин Л.С. Щелочные породы — индикатор земных глубин. — Природа, 1971, № 5.
18. Бородич Э.В., Доминин П.В., Еремеев А.Н., Яницкий И.Н. Связь изотопного состава гелия с его упругостью. — В кн.: Тез. VI Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии. М., 1976, с. 95—97.
19. Борщевский Ю.А., Доломенова Е.И., Лисовский О.Ю., Медведевская Н.И., Рождественская И.В. Условия формирования минеральных ассоциаций оловорудных месторождений Забайкалья по изотопно-кислородным данным. — В кн.: Новые данные о минералах СССР. М.: Наука, 1979, с. 34—46.
20. Борщевский Ю.А. Природа гидротермальных рудоносных флюидов по данным изотопов кислорода и водорода. — Геохимия, 1980, № 11, с. 1650—1661.
21. Ботряков Г.В. Ликвационные явления в кислых эффузивных расплавах и их экспериментальное моделирование. — В кн.: Материалы VII конф. молодых ученых МГУ: Геохимия и полез. ископаемые. М., Деп. РЖ, 1980, № 10, 08B, 108579.
22. Браун Д., Кэмпбелл К., Крук К. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М.: Мир, 1970. 348 с.
23. Браунс. Химическая минералогия. Лейпциг, 1896. 272 с.

24. Бронштейн В.А. Планеты и их наблюдения. М.: Наука, 1979. 24 с.
25. Булашевич Ю.П., Любимова Е.А., Карташов Н.П., Томар Г.А., Баторин В.Н., Александров А.П. Распределение гелия и тепловых потоков у дна озера Иссык-Куль. — Докл. АН СССР, 1973, т. 212, № 3.
26. Буллард Дж. Соотношение земной коры и мантии в области Гавайских островов. — В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970. 276 с.
27. Буллен К.Е. Введение в теоретическую сейсмологию. М.: Мир, 1966. 283 с.
28. Васильковский Н.П., Удинцев Г.Б., Карп Б.Я., Моурасеев Е.А. Японское море — реликт океана. — В кн.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. 1972, с. 70—77. (Тр. СахКНИИ; Вып. 33).
29. Вдовыкин Г.Л. Вода в метеоритах. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972, с. 53—58.
30. Вейцман Л.С., Гельперин Е.И., Зверев С.М., Косминская И.П. и др. Некоторые результаты изучения строения земной коры в области Курильской островной дуги и прилегающих участков Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 1.
31. Вернадский В.И. История минералов земной коры. М.: ГОНТИ, 1933. Т. 2.
32. Вернадский В.И. Химическое строение биосфера Земли и ее окружение. М.: Наука, 1965. 376 с.
33. Ветренников В.В. Классификация вулкано-тектонических структур. — В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока СССР. Владивосток, 1973, с. 122—124.
34. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
35. Виноградов А.П. Газовый режим Земли. — В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, 1964, т. 2.
36. Виноградов А.П., Задорожный Н.К. Космогенные, радиогенные и первичные инертные газы в каменных метеоритах. — Метеоритика, 1965, вып. 26, с. 77—90.
37. Винозодов В.И. Изотопный состав элементов и проблема дегазации Земли. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1964, с. 5—21.
38. Власов Г.М. Сравнение особенностей вулкано-плутонических поясов азиатской и американской частей Тихоокеанского пояса. — В кн.: Проблемы палеовулканологии Дальнего Востока. Владивосток, 1970, с. 6—18.
39. Власов Г.М. О геологической сущности процессов активизации. — Геотектоника, 1979, № 6, с. 20—31.
40. Власов Г.М., Борисов О.Г., Петракенко Е.Д., Полкова М.И. Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации. М.: Наука, 1978. 177 с.
41. Войткевич Г.В. Основы теории происхождения Земли. М.: Недра, 1979. 136 с.
42. Войткевич Г.В., Мирошников А.Е., Поваренных А.С., Прохоров В.Г. Краткий справочник по геохимии. М.: Недра, 1980. 278 с.
43. Войтов Г.И. К оценкам современного субвертикального потока газов в различных геоструктурных зонах Земли. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1976.
44. Волохов И.М. Магмы, интратектонические растворы и магматические формации. Новосибирск: Наука, 1979. 166 с.
45. Волков В.П., Рузайкин Г.И. Математическое моделирование газовых равновесий в вулканическом процессе. М.: Наука, 1974. 151 с.
46. Вуд Б., Гриндли Дж., Харрингтон Х. Геологический очерк Новой Зеландии. М.: Изд-во иностр. лит., 1968.
47. Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 260 с.
48. Галимов Э.М., Банникова Л.А. Некоторые особенности распространности изотопов в коре и метеоритах в связи с вопросом о происхождении земной коры. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1976.
49. Гаррелл Р.М. Круговорот углерода, кислорода и серы в течение геологического времени. М.: Наука, 1975. 47 с.
50. Герлинг Э.К., Левский Л.К. О происхождении инертных газов в каменных метеоритах. — Метеоритика, 1958, вып. 16, с. 24—29.
51. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 287 с.
52. Горшков Г.С. Островные дуги и океанические хребты — вулканизм и геофизические поля. — В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М.: Наука, 1967. (Тр. Ин-та вулканол. СО АН СССР; Вып. 24).
53. Горшков Г.С. Проблемы современной вулканологии. — В кн.: Эволюция вулканализма в истории Земли. М.: Наука, 1974.

54. Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977. 248 с.
55. Грейтон Л.К. Предположение о вулканическом тепле. М.: Изд-во иностр. лит., 1948. 166 с.
56. Григорьев Д.П., Искюль Е.В. Дифференциация некоторых силикатных расплавов как результат образования двух несмешивающихся жидкостей. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1937, № 1.
57. Гутенберг В. Внутреннее строение Земли. М.: Изд-во иностр. лит., 1949. 283 с.
58. Денисов Е.П., Малахов В.В., Моисеенко В.Г., Иванов В.С. Химико-минералогические критерии состава верхней части мантии и происхождения базальтов по данным изучения ксенолитов ультраосновных пород. — Вулканол. и сейсмол., 1980, № 6, с. 3–10.
59. Дерягин Б.В., Федосеев Д.В. Рост алмаза и графита из газовой фазы. М.: Наука, 1977. 152 с.
60. Дмитриев Л.В., Уханов А.В., Шараевкин А.Я. К вопросу о составе вещества верхней мантии. — Геохимия, 1972, № 11, с. 7–15.
61. Друбецкой Е.Р., Верховский А.Б., Толстухин И.Н. О возможности использования изотопов гелия для решения вопроса о генезисе пород земной коры (на примере пород Сангеленского массива, Тыва). — В кн.: Тез. VI Всесоюз. симп. по стабильным изотопам в геохимии. М.: Наука, 1976, с. 16–17.
62. Дьяконова М.И., Харитонова К.Я. Результаты химического анализа некоторых каменных и железных метеоритов коллекции АН СССР. — Метеоритика, 1960, вып. 8, с. 48–67.
63. Еремеев А.Н., Яницкий И.Н. Гелий раскрывает тайны земных недр. — Природа, 1975, № 1.
64. Ермаков Н.П. Геохимические системы включений в минералах. М.: Недра, 1972. 375 с.
65. Жариков В.А., Маркушев А.А. К проблеме рудоносности магматических серий. — В кн.: Магматизм и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1976, с. 5–12.
66. Заварзиккий А.Н. Вулканы Мергенской группы. 1939. 286 с.
67. Заварзиккий А.Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 2.
68. Заварзиккий А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1950.
69. Зверев С.М. Проблемы сейсмических исследований земной коры океанов. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 4, с. 49–64.
70. Золотов М.Г. Ядерно-сводовые и кольцевые структуры Приамурья. — В кн.: Тектоника Востока Советской Азии. Владивосток, 1980, с. 3–33.
71. Изюх Э.Л. Корреляция магматических комплексов Баджальского и Комсомольского рудных районов на Дальнем Востоке. — В кн.: Геология, петрохимия и рудоносность магматических формаций. Новосибирск, 1978, с. 3–33.
72. Изюх Э.Л., Русс В.В., Кунаев И.В., Нагорская Г.И. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М.: Наука, 1967. 256 с.
73. Ицкisson М.И. Металлогения планетарных вулканогенных поясов Тихоокеанского сегмента Земли. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1974.
74. Кадик А.А. Отделение воды от магм при подъеме к поверхности Земли: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972, с. 135–141.
75. Каменский И.Л., Любков В.А., Прасолов Э.М., Бескровный М.С., Кудрявцева Е.И., Ануфриев Г.С., Павлов В.П. Компоненты верхней мантии Земли в газах Камчатки (по изотопам He, Ne, Ar, C). — Геохимия, 1976, № 5, с. 682–695.
76. Каменский И.Л., Прасолов Э.М., Тихомиров В.В. О ювенильных компонентах в газовых залежах Сахалина (по изотопным данным). — Геохимия, 1974, № 8, с. 1226–1231.
77. Косминская И.П., Зверев С.М. и др. Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 1.
78. Коваленко С.П. Нижнемеловой вулканизм Центрального Сихотэ-Алиня. — В кн.: Петрохимия магматических формаций вулканических зон Дальнего Востока. Владивосток, 1980.
79. Ковальян В.М., Мирлин Е.Г. Структура земной коры и тектоника южной и юго-восточной частей Японского моря. — Тектоника, 1971, № 3, с. 95–103.
80. Когарко Л.Н. Режим летучих компонентов в щелочных породах. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972, с. 173–181.

81. Коржинский Д.С. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах и направление неотектонических линий. — Докл. АН СССР, 1959, т. 128, № 2.
82. Коржинский Д.С. Трансмагматические потоки растворов подкоркового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме. — В кн.: Кора и верхняя мантия. М.: Наука, 1968, с. 69–74.
83. Коржинский Д.С. Магматические процессы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 12.
84. Корренштейн В.М. Роль подземной гидросфера в процессах дегазации Земли. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1976.
85. Косягин Ю.А. Тектоника. М.: Недра, 1963.
86. Кравцов А.И. Геология и геохимия природных газов зон глубинных разломов и их роль в формировании месторождений углеводородных газов и нефти. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1976.
87. Красный Л.И. Габблоки и тектоника плит. — В кн.: Геофизический сборник. Киев: Наук. думка, 1976, вып. 70, с. 56–63.
88. Крендельев Ф.П. Остров Пасхи: (Геология и проблемы). Новосибирск: Наука, 1976. 95 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР, Бурятский фил. Вып. 3).
89. Кропоткин П.Н. Дегазация земли и геотектоника. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1980. 291 с.
90. Кузнецков Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 388 с.
91. Кононов В.И., Поляк Б.Г. Геологическое значение газовой зональности современных гидротерм (на примере Исландии). — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1980, с. 98–108.
92. Кураков А.П., Сахно В.Г., Вражесек А.А. Структуры центрального типа в вулканогенных поясах Дальнего Востока. — В кн.: Глобальные палеовулканологические реконструкции и геотектоника. Хабаровск, 1979, с. 173–177.
93. Кулинич Р.Г., Васильев В.И., Строгов П.А., Шевалдин Ю.В. Геолого-геофизические данные о строении шельфа и континентального склона залива Петра Великого (Японское море). — В кн.: Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1974, с. 134–144.
94. Куно Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкрест простирации окраин и островных дуг. — В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970, с. 149–161.
95. Кусков О.Л. Химический состав ядер планет земной группы. Растворимость углерода в жидким железе. — Геохимия, 1977, № 1, с. 33–41.
96. Кутырев Ф.Ш., Кутырева Г.В. Алмазы в базальтоидах Камчатки. — Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 1, с. 183–186.
97. Лагунова И.А. О генезисе CO<sub>2</sub> в газах грязевых вулканов Корчинско-Томанско-ой области. — Геохимия, 1974, № 11, с. 1711–1716.
98. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Исследования по теоретической петрографии. Пб., 1898.
99. Ларин В.Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Наука, 1975. 215 с.
100. Леонардо да Винчи. Избранные произведения. М.; Л., 1935. Т. 1. 363 с.
101. Летников Ф.А., Карпов И.К., Киселев А.И., Шкандрей. Флюидный режим земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977.
102. Лишиневский Э.И. Основные черты тектоники и глубинного строения континентальной части Дальнего Востока СССР по гравиметрическим данным. — В кн.: Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М.: Наука, 1969, с. 21–32.
103. Ломоносов М.В. О слоях Земли. 1963.
104. Лугц Б.Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975.
105. Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии. М.: Наука, 1971. Т. 1. 480 с.; Т. 2. 383 с.
106. Лучицкий И.В. О кислых магматических породах океанов. — Геотектоника, 1973, № 5, с. 22–23.
107. Любимова Е.А. Термика Земли и Луны. М.: Наука, 1968. 279 с.
108. Магниций В.А. Внутреннее строение и физика Земли. М.: Наука, 1965. 232 с.
109. Максимов С.О. Пикрит щелочно-базальтовый магматизм Баджальской вулканической зоны. — В кн.: Геология, магматизм и рудогенез зоны перехода от континента к океану. Владивосток, 1978, с. 87–88.
110. Максимов С.О. Геолого-структурная позиция и особенности минерального состава магматических образований Баджальской зоны. — В кн.: Вулканические зоны Востока Азии. Владивосток, 1978, с. 21–33.
111. Крылов А.Я., Матырин Б.А., Хабарин Л.В., Тезина Т.И., Силин Ю.И. Изотопы гелия в корковых породах дна океанов. — Геохимия, 1974, № 8.

112. Малахов В.В. Газовый анализ включений в минералах. — В кн.: Геохимия золота: Тез. докл. Всесоюз. симпос. по минералогии и геохимии золота. Владивосток, 1974, с. 120—121.
113. Маракушев А.А. Петрология метаморфических горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1973.
114. Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование. М.: Наука, 1979. 364 с.
115. Маракушев А.А., Безмен М.И. Некоторые аспекты космической и глобальной петрологии. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1980, № 5, с. 3—18.
116. Маракушев А.А., Иванов И.П., Руткевич В.С. Значение ликвидации в генезисе магматических горных пород. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1979, № 1, с. 3—22.
117. Маракушев А.А., Паняях Н.А. Закономерности фазового разделения стабильных изотопов химических элементов. — Геохимия, 1980, № 11, с. 1587—1605.
118. Маракушев А.А., Перчук Л.Л. Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов. — В кн.: Первый междунар. геохим. конгр. М.: Наука, 1977, Т. 1.
119. Мараучи С. Обновление островных дуг и тектоника окраинных морей. — В кн.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. 1972, с. 47—69. (Тр. СахКНИИ; Вып. 33).
120. Марков М.С. К проблеме формирования "гранитного" слоя островных дуг. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1969, с. 228—243.
121. Мартынов Ю.А. Структурное положение, петрография и некоторые петрологические особенности колчанского комплекса Бухтаинской структуры. — В кн.: Вулканические зоны Востока Азии. Владивосток, 1978, с. 12—20.
122. Мартынов Ю.А. Петрохимические особенности кремниекислого вулканализма колчанского эфузивно-экструзивного комплекса (Нижнее Приамурье). — В кн.: Петрохимия магматических формаций вулканических зон Дальнего Востока. Владивосток, 1979.
123. Мартынов Ю.А. Петрология кислых вулканитов юоцен-миоценовой контрастной формации Нижнего Приамурья: Автореф. дис.... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1980. 29 с.
124. Матырин Б.А., Толстых И.Н., Ануфрьев Г.С., Каменский И.Л. Аномальный изотопный состав гелия в вулканических газах. — Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 5, с. 1197—1199.
125. Менард Г.У. Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966. 275 с.
126. Мельников Ф.П. Включения нефти и битумов в горном хрустале Алдана. — В кн.: Проблемы рудообразования. Варна: Изд-во Болгарской Акад. наук, 1974, т. 2.
127. Моисеенко В.Г. Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 304 с.
128. Моисеенко В.Г., Малахов В.В. Физико-химические условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1979. 200 с.
129. Моисеенко В.Г., Михайлов М.А., Сахно В.Г. Поведение золота и серебра при осадконакоплении, вулканализме и метаморфизме. Новосибирск: Наука, 1974. 100 с.
130. Моисеенко В.Г., Сахно В.Г. Взаимосвязь глубинных флюидов, вулканализма и оруденения (на примере Тихоокеанского подвижного пояса). — В кн.: Метаплоргения и минеральные месторождения. М.: Недра, 1980, с. 92.
131. Моисеенко В.Г., Степанов Г.Н., Малахов В.В. Роль соединений углерода в формировании рудных месторождений СССР. — В кн.: Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования. Киев: Наук. думка, 1978.
132. Моисеенко В.Г., Хомич В.Г. Особенности состава газово-жидких включений в минералах, проявлениях, ассоциирующих с вулканогенными образованиями различных формаций. — В кн.: Термобарогеохимия и рудогенез. Владивосток, 1978, с. 187—188.
133. Миллер Г., Кан Дж. Статистический анализ в геологических науках. М.: Мир, 1965. 482 с.
134. Михайлов В.А. Геологическое строение и магматические комплексы вулканско-тектонических структур юго-западной части Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса. — В кн.: Вулканические зоны Востока Азии. Владивосток, 1978, с. 54—58.
135. Мюллер Г. Исследование взаимоотношений между летучими и нелетучими составляющими метеоритов. — Метеоритика, 1966, вып. 27, с. 3—24.
136. Нагибина М.С. Типы мезозойских структур Тихоокеанского пояса Азии и пространственные закономерности их развития. — В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. М.: Недра, 1964, с. 268—283.

137. Неверов Ю.Л. Магматизм и рудная минерализация южной группы Курильских островов. Автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1964. 25 с.
138. Ниггли В. Мagma и ее продукты. М.: Госгеотехиздат, 1946. 435 с.
139. Никольский Н.С. Термодинамика минеральных равновесий базитов. М.: Наука, 1978. 178 с.
140. Никольский Н.С. Определение параметров равновесия природных газовых смесей по аналитическим данным. — В кн.: Петрохимия магматических формаций вулканических зон Дальнего Востока. Владивосток, 1980, с. 5–14.
141. Никольский Н.С. О метастабильной кристаллизации природных алмазов из флюидной фазы. — Докл. АН СССР, 1981, т. 256, № 4.
142. Новиков И.Н. Гравитация, нейтроны и Вселенная. — Наука и жизнь, 1980, № 10, с. 22–28.
143. Ньютон И. Математические начала натуральной философии /Пер. лат. с примеч. и поясн. акад А.Н. Крылова. — В кн.: Крылов А.Н. Собр. тр. М.: Л., 1936, т. 7. 696 с.
144. Огнянов Н.В. Основные черты металлогенеза Центральной части Хингано-Охотского оловоносного пояса. — В кн.: Генезис эндогенной минерализации Дальнего Востока. Владивосток, 1978, с. 89–102.
145. Олейников А.В. Некоторые черты геологического строения Среднего Сихотэ-Алиня. — В кн.: Вулканические зоны Востока Азии. Владивосток, 1978, с. 43–52.
146. Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 347 с.
147. Пайл Б.И. Термальные ключи Камчатки. Изв. АН СССР. Сер. физ., 1937, № 2.
148. Пискунное Б.И. Петрохимия, вулканализм Большой Курильской гряды и петрология пород высокой глиноземистой серии. Новосибирск: Наука, 1975. 187 с.
149. Поляк Б.Г., Толстухин И.Н., Якушевич В.П. Изотопный состав гелия и тепловой поток — геохимический и географический аспекты тектоногенеза. — Геотектоника, 1979, № 5.
150. Попов В.К. К петрологии палеогеновых вулканических комплексов Зеевско-Соболевского пояса (Центральный Сихотэ-Алинь). — В кн.: Вулканические зоны Востока Азии. Владивосток, 1978, с. 69–81.
151. Пополитов Э.И., Волынец О.Н. Геохимические аспекты происхождения кислых пород островных дуг. — В кн.: Геохимия эндогенных процессов. Иркутск, 1977, с. 21–24.
152. Портнов А.М. Флюидный диапиритизм как причина формирования кимберлитовых трубок и карбонатитовых массивов. — Докл. АН СССР, 1979, т. 246, № 2, с. 416–420.
153. Потапьев С.В., Спирина Е.Е., Мерханов В.И., Петров А.В. Результаты глубинного сейсмозондирования в Хабаровском крае. — Сов. геология, 1979, № 3, с. 84–97.
154. Пущаровский Ю.М. Основные черты строения Тихоокеанского тектонического пояса. — Геотектоника, 1966, № 6.
155. Пущаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.
156. Радкевич Е.А. Метаплатогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1977. 176 с.
157. Радкевич Е.А., Асманов В.А., Бакулин Ю.И. и др. Геология, минералогия и геохимия Комсомольского района. М.: Наука, 1971. 200 с.
158. Ритман А. Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 1963. 437 с.
159. Ротман В.К. Палеовулканализм островных дуг северо-западной части Тихого океана и некоторые аспекты "новой глобальной тектоники". — Тр. ВСЕГЕИ, 1975, т. 234, с. 138–148.
160. Ротман В.К. Магматизм островных дуг. — В кн.: Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Л.: Недра, 1978, т. 2, с. 133–160.
161. Руб М.Г., Павлов В.А., Гончарук Г.А., Гончарук В.Г. Вулкано-плутонические ассоциации Комсомольского рудного района. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 12, с. 64–77.
162. Сахно В.Г. Особенности эфузивного магматизма мезозойского этапа активизации восточной части северо-восточного выступа Китайской платформы. — В кн.: Магматические формации. М.: Наука, 1964, с. 186–202.
163. Сахно В.Г. Минеральные ассоциации вкрапленников позднемезозойских эфузивов Дальнего Востока и вопросы происхождения некоторых типов вулканических пород. — В кн.: Магматические комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1971, с. 296–311.
164. Сахно В.Г. Вулканические зоны Среднего Приамурья. Новосибирск, 1976. 100 с.
165. Сахно В.Г., Васильев Б.И. Базальтоиды дна Японского моря. — В кн.: Вопросы

- геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1974, с. 52–55.
166. Сахно В.Г., Вржозек А.А., Моисеенко В.Г. Особенности состава лав дна окраинных морей западной части Тихого океана. — В кн.: Базиты и гипербазиты Дальнего Востока. Владивосток, 1976.
167. Сахно В.Г., Говоров И.Н., Куреникова Н.А., Голубева Э.Д. Геохимические особенности ультраосновных включений и лав вулканов Тихоокеанского пояса и проблема их связи с верхнейmantией. — В кн.: Вулканизм и глубина Земли. М.: Наука, 1971, с. 189–197.
168. Сахно В.Г., Моисеенко В.Г., Малахов В.В. Эволюция глубинных флюидов магматизма и золотой минералогии Тихоокеанского пояса. — В кн.: Тр. Междунар. конгр., XXV сессии. М.: Наука, 1976, с. 25–37.
169. Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной дуги. М.: Наука, 1976. 239 с.
170. Сергеев К.Ф. Тектонический очерк Курильской островной дуги. — В кн.: Восточноазиатские островные системы: (Тектоника и вулканизм). Южно-Сахалинск, 1978, с. 3–16.
171. Сидоренко А.В., Сидоренко С.А. Об углеродном дыхании докембрийских графитоодержимых толщ. — Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 1, с. 184–187.
172. Сидоренко А.В., Теняков В.Д., Сидоренко С.А. Осадочно-метаморфические процессы и газовое дыхание земной коры. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1976. 284 с.
173. Смирнов А.М. Сочленение Китайской платформы и Тихоокеанского складчатого пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 157 с.
174. Сауков А.А. Геохимия. М.: Наука, 1975.
175. Сорохтин О.Г. Плотностная конвекция в мантии Земли и возможная природа тектонических циклов. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 5, с. 29–42.
176. Сухов В.И. Вулканогенные формации Дальнего Востока. М.: Недра, 1975. 113 с.
177. Сухов В.И., Феклович В.П. Умлекано-Огоджинский пояс, история формирования, геолого-структурное районирование, металлогения. — В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток, 1968, с. 54–56.
178. Смирнов В.И. Соотношение эндогенного и экзогенного рудообразования в субмаринных вулканогенных геосинклинальных комплексах. — В кн.: Проблемы генезиса руд. М.: Наука, 1964.
179. Тараканов Р.З., Ким Чун Ун, Сухомлинова Р.И. Особенности строения фокальных зон Курило-Камчатского и Японского регионов. — В кн.: Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. Владивосток, 1976.
180. Таусон Л.В. Магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1979. 36 с.
181. Таусон Л.В., Плюснин Г.С., Захаров М.Н., Сандомирова Г.П. О генезисе магматических формаций Гитигинского прогиба по изотопным данным (Охотско-Чукотский пояс). — Геохимия, 1978, № 2, с. 199–205.
182. Тернер Ф., Ферхуэн Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 592 с.
183. Томсон И.Н. Петрохимическая зональность Сихотэ-Алиня. — В кн.: Латеральные ряды магматических формаций. Свердловск, 1979, с. 10–29.
184. Томсон И.Н. Анализ космических снимков при тектомагматических и металлогенических исследованиях. М.: Наука, 1979. 164 с.
185. Толстыхин И.Н., Мамырин Б.А., Хабари Л.В. Аномальный изотопный состав гелия в некоторых ксенолитах. — Геохимия, 1972, № 5.
186. Толстыхин И.Н., Сафье А.В. Проблемы дегазации Земли и эволюция атмосферы. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1976.
187. Трофимук А.А., Черский Н.В., Царев В.П. Влияние гидрообразования, определений и сейсмичности на формирование ресурсов углеводородов. — Геология и геофизика, 1979, № 4, с. 3–18.
188. Тугаринов А.И. Общая геохимия. М.: Атомиздат, 1973.
189. Уено Н., Канеоки И., Озима М., Дзасю С., Сато Т., Ивабучи Е. Калий-аргоновый возраст, отношение изотопов стронция и отношение калия к рубидию в вулканических породах со дна Японского моря. — В кн.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. 1972, с. 312–316. (Тр. СахКНИИ; Вып. 33).
190. Удинцев Г.Б., Береснев А.Ф., Гордин В.М. Структурная неоднородность дна океанов и проблема границ океан–континент. — Геотектоника, 1980, № 2, с. 13–26.
191. Устинов Е.К. Проблемы вулканизма — плутонизма. Вулкано-плутонические формации. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 2, с. 3–30.
192. Фаворская М.А., Томсон И.Н., Иванов Р.Г. и др. Связь магматизма и эндогенной металлогенesis с блоковой тектоникой. М.: Недра, 1969. 264 с.
193. Федотов С.А., Славина А.Б. Оценка скоростей продольных волн и верхней ман-

тии под северо-западной частью Тихого океана и Камчатки. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 2.

194. Федотов С.А., Кузин И.П. Скоростной разрез верхней мантии в области Курильских островов. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1963, № 5, с. 670—686.
195. Федотов С.А., Фарберов А.И. Об экранировании поперечных сейсмических волн в магматическом очаге в верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов. — В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М.: Наука, 1966, т. 3, с. 43—48.
196. Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вайс Л., Вархафтинг К., Файф У. Земля. М.: Мир, 1974. 846 с.
197. Фор Г., Джонс Л. Изотопный состав стронция в россыпях Красного моря: Современное гидротермальное рудообразование. М.: Мир, 1974.
198. Фотиеди З.Э., Карапаев Г.А., Моисеенко Ф.С. Некоторые региональные особенности глубинного строения земной коры территории СССР в свете геофизических данных. — Геология и геофизика, 1965, № 10, с. 18—28.
199. Фролова Т.И., Бурикова И.А., Фролов В.Т., Гущин А.В. Особенности базальтового вулканизма Малой Курильской гряды. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52 (4), с. 38—50.
200. Фролова Т.И. Вулканогенные формации геосинклиналей контрастного типа. — В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973, с. 28—47.
201. Фролова Т.И., Гущин А.В., Бурикова И.А., Фролов В.Т. Происхождение базальтов зоны перехода от континента к океану. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978, т. 53 (3), с. 100—115.
202. Харман Г. Современный факторный анализ. М.: Статистика, 1972. 486 с.
203. Хитаров Н.И. Физико-химические особенности глубинных процессов и вопросы глобальной тектоники. М.: Наука, 1976. 32 с.
204. Хитаров Н.И. Физические свойства магматических расплавов. М.: Наука, 1979.
205. Чупина Л.Ю. Включения в минералах метеоритов. — В кн.: Тез. докл. V Всеобщ. совещ. по термобарогеохимии. Уфа, 1976, с. 126—130.
206. Шевалдин Ю.В. Тепловой поток и некоторые вопросы тектоники района Японского моря. — В кн.: Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1974, с. 163—167.
207. Шейнманн Ю.М. Различие материков и океанической литосферы и дифференциация Земли. — Геотектоника, 1972, № 6, с. 29—44.
208. Шейнманн Ю.М. Тектоника и магматизм. — Изд. тр. М.: Наука, 1976. 391 с.
209. Шиллинг Д.Т. Эволюция морского дна на основе данных по геохимии редкоземельных элементов. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 198—241.
210. Шило Н.А., Сидоров А.А., Гончаров В.И. Условия образования рудных месторождений вулканических поясов. — Геология руд. месторождений, 1978, № 6.
211. Шуколюков Ю.А., Левский Л.К. Геохимия и космохимия изотопов благородных газов. М.: Атомиздат, 1972. 335 с.
212. Электронная микроскопия в минералогии. М.: Мир, 1979. 134 с.
213. Энгель А.Е., Энгель Ц.Г. Горные породы ложа океана. — В кн.: Основные проблемы океанологии. М.: Наука, 1968, с. 183—217.
214. Эпульбаум М.Б. Силикатные расплавы с летучими компонентами. М.: Наука, 1980. 225 с.
215. Якуцени В.П. Динамика современной дегазации Земли по данным гелиево-изотопного критерия. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1976.
216. Яншинская А.А. О включениях в каменных метеоритах. — Минерал. сб., 1967, № 21, вып. 3, с. 278—281.
217. Яншин А.Л. О значении исследований эволюции геологических процессов в истории Земли. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974, с. 13—19.
218. Яншин А.Л. Тектоническая карта Евразии масштаба 1 : 5 000 000. М., 1966.
219. Яншин А.Л., Жарков М.А., Казанский Ю.П. Эволюция осадочного породообразования в истории Земли и связанные с ней закономерности размещения полезных ископаемых. — Геология и геофизика, 1977, № 11, с. 90—97.
220. Яницкий И.Н. Гелиевая съемка. М.: Недра, 1979. 96 с.
221. Яницкий И.Н. Будущие ресурсы гелия. — Природа, 1981, № 3, с. 24—31.
222. Яницкий И.Н., Коробейник В.М., Созимова Г.В. Отражение разломов земной коры в полях гелия. — Геотектоника, 1975, № 6, с. 80—90.
223. Agricola J. *De ortu et causis subterrancorum*. Basel, 1544.
224. Aly d'Bottom. — Ann. chim. phys., 1822, v. 21, p. 133—143.
225. Anderson A.T. Chlorine, sulphur and water in magmas and oceans. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1974, v. 85, N 9, p. 1485—1492.

226. Anderson R.N., Davis E.E. A topographic interpretation of the Clipperton Ridge, Mathematicians Ridge. — East Pacific Rise System, EOS, 1972, v. 53, p. 414.
227. Baker P.E. Comparative volcanology and petrology of the Atlantic Island Arcs. — Bull. Volcanol., 1968, v. 32, N 1, p. 188–206.
228. Baker P.E., Buckley F., Holland J.C. Petrology and geochemistry of Easter Islands. — Contribs Miner. Petrol., 1974, v. 74, p. 85–100. N : 2
229. Bailey Macdonald R. Fluorine and chlorine in peralkaline liquids and the need for magma generation in an open system. — Min. Mag., 1975, v. 40, N 312, p. 405–414.
230. Bandy M.C. Geology and petrology of Eastern Islands. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1937, v. 48, p. 1589–1610.
231. Banfield A.F., Behre C.H., Clair D.S. Geology of Isabela (Amerable) Island Archipelago de Golon (Galapagos). — Geol. Soc. Amer. Bull., 1956, v. 67, N 2, p. 215–234.
232. Barazangi M., Dorman J. World seismicity map compiled from ESSA coast and Geodetic Survey Epicenter Data, 1961–1967. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1969, v. 59, p. 369.
233. Bass M.N. Variable abyssal basalt population and their relation to sea-floor spreading rates. — Earth Planet. Sci. Lett., 1971, v. 11, 18 p.
234. Bass M.N., Rhodes J.M., Shin-Yu C., Church S.E. Volcanic rocks cored in the Central Pacific, Leg 17. Deep-Sea Drilling Project. — Hawaii Inst. Geophys. Contribs., 1973, N 545, p. 429–446.
235. Bennison A.P. US geological highway. Map of the State of Hawaii. — AAPG, 1974.
236. Breislak Scipione Institutions géologiques. Par Scipion. Breislak. Trad. du ms Ital. en frans, par P.I.L. Campmas. vol. 3 avec un atlas de 56 planches. T. 1–3. Milan, 1818.
237. Brett R. The current status of speculations on the composition of the Earth. — Rev. Geophys. Space Phys., 1976, v. 14, N 3, p. 375–383.
238. Campsie J., Bally J.C., Rasmussen M. Chemistry of tholeiites from the Galapagos Islands and adjacent ridges. — Nature. Phys. Sci., 1973, v. 245, p. 122–124.
239. Chen Y.C. Geochemistry of basalts from Penghy Islands. — Proc. Geol. Soc. China, 1973, N 16, p. 23–36.
240. Chub L.I. Geology of the Marguesas Islands. — Bishop Museum Bull., 1933, v. 110, p. 31–98.
241. Clague D.A., Dalrymple G.B. Age of Koko seamount: Emperor Seamount Chain. — Earth Planet. Sci. Lett., 1973, v. 17, p. 411–415.
242. Clarke W.B., Beg M.A., Craig H. Excess  $^3\text{He}$  in the sea, evidence for terrestrial primordial helium. — Earth Planet. Sci. Lett., 1969, v. 6, p. 213–220.
243. Craig H., Clarke W.B., Beg M.A. Excess  $^3\text{He}$  in deep water on the East Pacific Rise. — Earth Planet. Sci. Lett., 1975, v. 26, N 2.
244. Deep-Sea Drilling Project, Leg. 19. — Geotimes, 1971, November.
245. Dietz R.S., Menard H.W. Hawaiian swell, deep, and arch, and subsidence of the Hawaiian Islands. — J. Geol., 1953, v. 61, p. 99–113.
246. Donald E. Reverse origins of hydrothermal are fluids. — Econ. Geol., 1974, v. 69, N 6, p. 954–973.
247. Eaton J.O., Murata K.J. How volcanoes grow. — Science, 1962, v. 132, p. 925–938.
248. Egeler D.H. Volatiles in ultrabasic and derivative rock systems. — Carnegie Inst. A Rept Dir. Geophys. Lab., 1973–1974. Repr. Washington, D.C., 1974, p. 215–223.
249. Engel A.E.I., Engel C.G. Igneous rocks of the East Pacific Rise. — Science, 1964, v. 146, N 3643, p. 477–485.
250. Engel A.E.I., Engel C.G., Havens R.H. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1965, v. 76, p. 719–734.
251. Gast P.W. Terrestrial ratio of potassium to rubidium and the composition of the earth's mantle. — Science, 1965, v. 147, p. 877–880.
252. Gast P.W., Tilton C.R., Hedge C. Isotopic composition of lead and strontium from Ascension and Gough Islands. — Science, 1964, v. 145, p. 1181.
253. Goranson R.W. Silicate-water system; the "Osmotic pressure" of silicate melts. — Amer. Mineral., 1937, v. 22, N 5, p. 485–490.
254. Green T.H., Ringwood A.E. Origin of garnet phenocrysts in calc-alkaline rocks. — Contribs Miner. Petrol., 1968, v. 18, p. 163–174, p. 105–162.
255. Gross W.H. New ore discovery and source of silver-gold veins, Guanaquato, Mexico. — Econ. Geol., 1975, v. 70.
256. Gullen D.J. Quaternary volcanism of the Antipodes Islands, its bearing on structural interpretation of the South West Pacific. — J. Geophys. Res., 1969, v. 74, N 17, p. 4213–4220.
257. Harherton T., Dickinson W.R. The relationship between andesitic volcanism and seismicity in Indonesia, the Lesser Antilles, and other island arcs. — J. Geophys. Res., 1969, v. 74, N 22, p. 5301–5311.

258. Hart S.R., Nalwalk A.J.K. K, Rb, Cs, and Sr relationships in submarine basalts from the Puerto Rico trench. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1970, v. 34, p. 145.
259. Hart S.B. K, Rb, Cs, Sr and Ba contents and Sr isotope ratios of ocean floor basalts. — *Roy. Soc. London. Phil. Trans. A*, 1971, v. 268, p. 573–587.
260. Heald E.F. Graphical representation of homogeneous chemical Equilibria in volcanic gas system. — *Amer. J. Sci.*, 1968, v. 266, N 5, p. 389–407.
261. Heritzler J.B. et al. Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversal and motion of the floor and continents. — *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, N 6, p. 2119–2136.
262. Hekkenian R. Chemical and mineralogical differences between abyssal hill basalts and ridge tholeiites in the Eastern Pacific Ocean. — *Marine Geol.*, 1971, v. 11, p. 77–91.
263. Hess H.H. History of ocean basins. — In: *Petrologic studies: A volume to honour A.E. Buddington*. — *Geol. Soc.*
264. Hubbard N.Y. A chemical comparison of oceanic ridge, Hawaiian tholeiitic and Hawaiian alkalic basalts. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1969, v. 5, p. 346.
265. Hutchinson C.S. The formation of the Earth. — *Nature*, 1974, v. 250, N 16.
266. Hutchinson C.S. Ophiolite in Southeast Asia. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1975, v. 86, N 6, p. 797–806.
267. Hutchinson R. Strontium and lead isotopic ratios, heterogeneos accretion of Earth and mantle plumes. — *Geochim. Comsochim. Acta*, 1976, v. 40, N 4, p. 482–485.
268. Jackson E.D., Silver E.A., Dalrymple G.B. Hawaiian-Emperor Chain and its relation to Cenozoic circum pacific tectonics. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, v. 83, N 3, p. 601–617.
269. Karig D.E. Origin and development of marginal basins in the western Pacific. — *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, N 11, p. 2542–2561.
270. Kushiro I. Effect of water on the composition magmas formed at high pressures. — *J. Petrol.*, 1972, v. 13, p. 311–334.
271. Kushiro I., Kuno H. Origin of primary basalts magmas and classification of basaltic rocks. — *J. Petrol.*, 1963, v. 4, p. 75–89.
272. Kushiro I., Seitz M.G. Experimental studies on the Allende chondrite and the early evolution of terrestrial planets. — *Carnegil Inst. Washington, D.C.*, 1974, p. 448–451.
273. Ladd H.S., Tracey J.I., Gross M.G. Drilling on Midway atoll, Hawaii. — *Science*, 1967, v. 156, p. 1088–1094.
274. Lupton J.E., Graig M. Excess Me in oceanic basalts, evidence for terrestrial primordial helium. — *Earth and Planet Sci. Lett.*, 1975, v. 26, p. 133–135.
275. MacDonald G.A. Hawaiian petrographic province. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1949, v. 60, p. 1541–1596.
276. MacDonald G.A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas. — *J. Petrol.*, 1964, v. 5, N 1, p. 82–134.
277. Matsuo S. Establishment of chemical equilibrium in gases obtained from the Lava-lake of Kilauea. — *Bull. Volcanol.*, 1962, v. 24, N 53.
278. Mc Birney A.R., Williams H. Geology and petrology of the Galapagos Islands. — *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1969, v. 118, p. 197.
279. McDougall J. Potassium-argon ages from lavas of the Hawaiian Islands. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1964, v. 75, p. 107.
280. McDowell F.W., Duek T.W., Henry C.D., Long L.E. Age and strontium isotope chemistry of the Sierra Madre Occidental volcanic province, Western Mexico. — *Geol. Surv. Open-File Rept.*, 1978, N 701.
281. McKenzie D.P., Sclater J.G. Heat flow inside the island arcs of the Northwestern Pacific. — *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, p. 3173–3179.
282. Melton C.E., Charles C., Giardini A.A. The composition and significance of gas released from natural diamond from Africa and Brasil. — *Amer. Miner.*, 1974, v. 59, N 7–8, p. 775–787.
283. Melton C.E., Giardini A.A. The composition and significance of gas released from natural diamonds from Africa and Brasil. — *Amer. Min.*, 1974, v. 59, p. 775–782.
284. Melton C.E., Giardini A.A. Experimental results and theorectics interpretation of gaseous inclusions found in Arkansas natural diamonds. — *Amer. Min.*, 1975, v. 69, p. 413–417.
285. Menard H.W. The Earth Pacific Rise. — *Science*, 1960, v. 132, p. 1737–1746.
286. Menard H.W. Marine geology of the Pacific. N.Y.: McGraw-Hill Book Company, 1964, v. 271.
287. Menard H.W. Growth of drilling volcanoes. — *J. Geophys. Res.*, 1969, v. 74, p. 4833–4837.
288. Miyashiro A. Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins. — *Amer. J. Sci.*, 1974, v. 274, p. 321–355.

289. Miyashiro A. Classification, characteristics and origin of ophiolites. — J. Geol., 1975, v. 83, N 2, p. 249–283.
290. Miyashiro A., Shido F., Ewing M. Diversity and origin of abyssal tholeiite from the mid-Atlantic Ridge, near 24 and 30° North Latitude. — Contribs Mineral. Petrol., 1969, v. 23, 38.
291. Morgan W.J. Deep mantle convection plumes and plate motions. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1972, v. 56, N 2, p. 203–213.
292. Myssen B.O., Virgo D. The solubility behaviour of CO<sub>2</sub> in melts on the join NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>–CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub>–CO<sub>2</sub> of high pressures and temperatures. Raman spectroscopic study. — Amer. Miner., 1980, v. 65, N 11–12, p. 1166–1176.
293. Ozima M., Zashu S. K–Rb and (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr) ratio of dredged submarine basalts. — Earth Planet. Sci. Lett., 1971, v. 10, p. 239–244.
294. Packham G.H., Falvey D.A. An hypothesis for the formation of marginal seas in the Western Pacific. — Tectonophysics, 1971, v. 11, N 12, p. 79–109.
295. Peterson P. Methane from the bowels of the Earth. — New Scientist, 1978, 29 June, p. 896–898.
296. Reid J.B., Yr., Erey F.A. Rare earth distribution in Iherzolite and garnet pyroxenite and the constitution of the upper mantle. — J. Geophys. Res., 1971, v. 76, N 5, p. 1184–1196.
297. Richardson C. Petrology of the Galapagos Islands. — Bull. Bernice P. Bishop Mus., 1933, N 110, p. 45–64.
298. Ringwood A. Researches on meteorites /Ed. by C.B. Moore, 1962, p. 198–216.
299. Rock N.N.S. The pole of CO<sub>2</sub> in alkali rock genesis. — Geol. Mag., 1976, v. 113, (2) p. 97–112.
300. Roedder E., Weiblen P.W. Silicate melt inclusions and glasses in lunar soil fragments from the lunar 16 core sample. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1972, v. 13, N 2, p. 272–285.
301. Roever W.P., Egeler C.G. Geological exploration in the Island of Celebes. Amsterdam, 1947.
302. Rubey W.W. Development of the hydrosphere and atmosphere. — In: The crust of the Earth. — Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 1955, v. 62, p. 631–650.
303. Shido F., Miyashiro A., Ewing E. Crystallization of abyssal tholeiite. — Contribs Miner. Petrol., 1971, v. 31, p. 251.
304. Slater I.G., Hawkins I.W., Mammericks I., Chause C.G. Crustal extension between the Tonga and Lau Ridges: Petrologic and geophysical evidence. — Bull. Amer. Geol. Soc., 1972, v. 83, p. 505–518.
305. Sorby H.C. On the microscopical structure of meteorites. — Proc. Roy. Soc., 1964; v. 13, p. 333–334.
306. Stearns H.T. Four-phase volcanism in Hawaii. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1940, v. 51, p. 1947–1948.
307. Stark J.T. Petrology of the volcanic rocks of Guam. — U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1963, N 403-C, p. 1–32.
308. Stewart D.J., Natland J.H., Glassley W.R. Petrology of volcanic rocks recovered on DSDP Leg 19 from the north Pacific ocean and the Bering sea. — DSDP, 1971, Leg 19.
309. Taylor H.P. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. — Econ. Geol., 1974, v. 69, N 6, p. 843–882.
310. Tryggvason E. Arrival times of waves and upper mantle structure. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1964, v. 54, N 2.
311. Turekan K.K. The terrestrial economy of helium and argon. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1959, v. 17, p. 34–43.
312. Urey H., Craig H. The composition of the stone meteorites and the origin of the meteorite. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1953, v. 4, N 1/2.
313. Vening-Meinesz F.A. Gravity expedition at sea. — Delft. Nether. Land. Geol. Comm., 1948, v. 4.
314. Visser W.A., Hermes J.J. Geological results of the exploration for oil in Netherlands New Guinea. — Verhandel. Koninkl. netherlands geologisch. mijnbouwk Genootschap, 1962, N 20, 265 p.
315. Watson E.B. Two-lignid partition coefficients experimental data and geochemical implications. — Contribs Miner. Petrol., 1976, v. 56.
316. Wilson Y.T. Mantle plumes and plate motions. — Tectonophysics, 1973, v. 19, N 2, p. 149–164.
317. Yeats R.S., Forbes W.C. et al. Core from Cretaceous basalt, central equatorial Pacific, Leg 16, DSDP. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, v. 84, N 3, p. 871–882.

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>Предисловие</b>	3
<b>Г л а в а I. Основные черты структуры и вулканизма Тихого океана и зоны перехода к континенту.</b>	5
Гетерогенность строения Тихого океана и его обрамления	5
Особенности вулканализма Тихого океана и зоны перехода к континенту	13
<b>Г л а в а II. Вулканизм основных структурных элементов Тихого океана</b>	16
Вулканализм Восточно-Тихоокеанского поднятия	17
Вулканализм Центральной части Тихоокеанского бассейна	26
Вулканализм поднятия Центральной части Тихого океана	30
Океанические котловины	37
<b>Г л а в а III. Вулканические формации островных дуг и окраинных бассейнов</b>	44
Особенности распределения микрэлементов солевого и газового состава включений в минералах вулканогенных формаций островных дуг	48
Вулканогенные формации Большой Курильской дуги	55
Вулканализм окраинных бассейнов	64
<b>Г л а в а IV. Окраинные и внутриконтинентальные вулканические пояса</b>	75
Окраинно-материковые пояса	75
Внутриконтинентальные вулканические пояса и зоны	93
<b>Г л а в а V. Флюиды Земли и вулканализм</b>	110
Развитие взглядов на природу вулканализма и роль летучих компонентов в магмообразовании	110
Глубина формирования флюидов	113
Некоторые вопросы эволюции флюидов	131
<b>Г л а в а VI. Взаимосвязь эволюции флюидов Земли, вулканализма и оруднения</b>	143
Изменение состава флюидов в ряду океан — зона перехода — континент	143
Взаимосвязь эволюции флюидов, вулканализма и рудообразования	154
<b>Заключение</b>	175
<b>Литература</b>	180

**Валентин Григорьевич Моисеенко  
Владимир Георгиевич Сахно**

**ГЛУБИННЫЕ ФЛЮИДЫ,  
ВУЛКАНИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ  
ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА**

*Утверждено к печати  
Амурским Комплексным Научно-исследовательским  
институтом  
ДВНЦ АН СССР*

Редактор издательства *И.А. Клинцова*

Художник *М.Р. Ибрагимов*

Художественный редактор *Т.И. Алексеева*

Технический редактор *А.Л. Шелудченко*

Корректор *О.А. Разуменка*

**ИБ № 17219**

Подписано к печати 09.12.81. Т – 25886

Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1

Печать офсетная. Усл.печл. 12,0 + 1,9 вкл.

Уч.-издл. 18,2: Тираж 1000 экз. Тип. зак. 897

Цена 2р. 80к.

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